

***Propiedades del Sedimento Suspendido en Condiciones de Flujo
Estratificado no Estacionario – Desembocadura del río Magdalena***

Oscar G. Ospino Olivares

*Maestría en Física Aplicada con énfasis en Oceanografía Física
Departamento de Física y Geociencias – Universidad del Norte*

Universidad del Norte, Barranquilla
Mayo de 2019



***Propiedades del Sedimento Suspendido en Condiciones de Flujo
Estratificado no Estacionario – Desembocadura del río Magdalena***

Oscar G. Ospino Olivares

*Maestría en Física Aplicada con énfasis en Oceanografía Física
Departamento de Física y Geociencias – Universidad del Norte*

*Tesis presentada como requisito para optar al título de:
Magister en Física Aplicada*

Director

Dr. Juan Camilo Restrepo L

*Departamento de Física y Geociencias
Universidad del Norte*

Codirector

Dr. (C) Ana Carolina Torregroza

*Programa de Doctorado en Ciencias del Mar
Universidad del Norte*

Universidad del Norte, Barranquilla
Mayo de 2019

A mi madre Sonia y mi hijo Caleb, por ser luz, sonrisa y fuerza.

Agradecimientos

Al Departamento Administrativo de Ciencia, Tecnología e Innovación (COLCIENCIAS) por la financiación en el marco del proyecto “Hacia el entendimiento de la turbulencia y la floculación en desembocaduras tropicales – Procesos fundamentales en la formación de zonas de máxima turbidez y el transporte de sedimentos”.

A mi director Dr. Juan Camilo Restrepo López por la paciencia, el apoyo moral y académico durante la instancia de estudio, y por haberme dado la oportunidad de realizar mis estudios de maestría.

A la Dr. (C) Ana Carolina Torregroza Espinosa por su dedicación y apoyo durante el transcurso de la maestría.

Al Dr. (C) Silvio Ospino por su dedicación y apoyo.

A la Universidad del Norte, por brindarme los recursos materiales y académicos para la realización de este proyecto.

Al Laboratorio de Hidráulica e Ingeniería Ambiental de la Universidad del Norte, por facilitarme el espacio, equipos y materiales para los análisis de las muestras.

A mi familia por su apoyo constante. Especialmente a mi hijo Caleb, mi gran inspiración.

A todos mis amigos que estuvieron presentes en este proceso, por su apoyo y motivación.

Muchas gracias,

Contenido

RESUMEN.....	6
1. INTRODUCCIÓN.....	7
1.1 Planteamiento del problema.....	7
1.2 Marco Teórico y Estado del Arte	9
2. OBJETIVOS.....	15
2.1 Objetivo General	15
2.2 Objetivos Específicos.....	15
3. ÁREA DE ESTUDIO	15
4. METODOLOGÍA.....	18
4.1 Mediciones en campo	18
4.1.1 Recolección de datos	18
4.2 Procesamiento de Datos.....	18
4.2.1 Mediciones en el laboratorio.....	18
4.2.2 Propiedades texturales del sedimento	19
4.2.3 Calculo de densidad efectiva de partículas	22
4.3.4 Ajuste de la función de densidad aparente y velocidad de sedimentación.....	23
5. Resultados.....	23
5.1 Parámetros estuarinos.....	23
5.2 Propiedades texturales de los sedimentos.....	25
5.3 Concentración de sedimentos en suspensión.....	29
5.4 Distribución de tamaño y floculación	30
4.5 Densidad Efectiva y Velocidad de Sedimentación	32
6. Discusión	34
6.1 Propiedades texturales de los sedimentos.....	34
6.2 Concentración de sedimentos en suspensión.....	35
6.3 Distribución de tamaño y floculación	36
6.4 Densidad efectiva y velocidad de sedimentación	36
7. CONCLUSIONES.....	38
8. REFERENCIAS	40

Lista de Tablas

Tabla 1. Distribución de tamaños de partículas medidos por el LISST-200X.....	13
Tabla 2. Clasificación del tamaño de partículas según Wentworth.....	21
Tabla 3. Indicadores de selección a partir del resultado del segundo momento.	22
Tabla 4. Indicadores de asimetría según el resultado del tercer momento.	22
Tabla 5. Indicadores de concentración alrededor de los valores centrales.	22

Lista de Figuras

Figura 1. Movimiento experimentado por las partículas en la columna de agua y sus forzadores.	10
Figura 2. Propiedades electroquímicas de los sedimentos cohesivos.	11

Figura 3. A) Área de estudio, B) Serie de niveles medios mensuales del río Magdalena. Estación Calamar - Bolívar. 16

Figura 4. A) Contorno de Salinidad; B) Contorno de Densidad; C) Contorno de Temperatura; D) Gráfico de forzadores: Marea (línea naranja), Caudal (línea negra) y Parámetro de estratificación (línea azul); E) Perfiles de Salinidad en los puntos señalados (P1, P2, P3 y P4); F) Perfiles de Densidad en los puntos señalados y, G) Perfiles de Temperatura en los puntos señalados..... 24

Figura 5. Parámetros estadísticos mediante el método de Folk y Ward (1957): A) Tamaño medio (AF- Arenas finas; AMF- Arenas muy finas; LG- Limos gruesos; LM- Limos medios y LF-Limos finos); B) Clasificación (PC- Pobrementemente clasificado y MPC- Muy pobrementemente clasificado); C) Asimetría (AG- Asimétrico hacia gruesos; CA- Casi asimétrico; AF – Asimétrico hacia finos y MAF- Muy asimétrico hacia finos); D) Kurtosis (MP- Muy plasticúrticos; P- Plasticúrticos; M- Mesocúrtico y L- Leptocúrtico). E) Perfiles verticales de tamaño medio; F) Perfiles verticales de clasificación; G) Perfiles verticales de asimetría, y H) Perfiles verticales de kurtosis. 26

Figura 6. Gráficas bivariantes entre a) tamaño medio de partícula y selección, b) asimetría y kurtosis, c) selección y asimetría. 28

Figura 7. A) Histograma de la fracción fina (color azul) y fracción gruesa (color cian). Distribución de las concentraciones de sedimentos en la columna de agua: B) Fracción fina y C) Fracción gruesa. 29

Figura 8. VC por clase de tamaño de partículas (representada por la media de cada clase de tamaño) durante la campaña de monitoreo. A y B) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en la capa superficial; C y D) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en la capa media y, E y F) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en el fondo. La barra de colores indica VC en ($\mu\text{L L}^{-1}$). 31

Figura 9. Distribución de tamaño de partículas. A) Perfil 8. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. B) Perfil 25. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. C) Perfil 43. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo y. D) Perfil 60. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. La línea roja es el ajuste Gaussiano. * No se ajustan a la función Gaussiana. 32

Figura 10. % de MO estimados en la capa superficial, capa media y fondo. La línea negra indica las oscilaciones de la marea durante el tiempo de duración de la campaña de campo. 32

Figura 11. A) Volumen de concentración a lo largo del tiempo de medición en toda la columna de agua. B) Densidad efectiva de las partículas. C) Velocidad de sedimentación en el tiempo y a través de la columna de agua y, D) Forzadores. 33

Figura 12. A) Gráfico de diámetro de partículas vs velocidad de sedimentación y B) Diámetro de partículas vs densidad efectiva de los sedimentos. 38

RESUMEN

En sistemas estuarinos, las propiedades de los sedimentos en el rango de tamaño de arcilla y limo están influenciadas por los procesos de floculación. En la presente investigación, se determinó la variabilidad de las propiedades texturales, la concentración, la densidad efectiva y la velocidad de sedimentación en la columna de agua en condiciones de flujo no-estacionario y estratificado. Para fines de cumplir con los objetivos propuestos, se realizaron mediciones *in situ* de los parámetros estuarinos (e.g. salinidad, densidad, temperatura y marea), y de las características del sedimento suspendido (e.g. Distribución de tamaño y concentración). Posteriormente, con los datos de campo se estimó el parámetro de estratificación (n_s), las propiedades de los sedimentos (e.g. propiedades texturales, velocidad de sedimentación y densidad efectiva de las partículas). El parámetro de estratificación mostró que la desembocadura del río Magdalena (*km 3 aguas debajo de la desembocadura) se comportó como un sistema estratificado (>1) durante todo el tiempo de medición. La salinidad, la temperatura y la densidad se vieron influenciados por las oscilaciones de la marea. De acuerdo con las propiedades texturales, el sedimento en el área de estudio estuvo conformado principalmente por arenas finas, arenas muy finas, limos gruesos, limos medios y limos finos. La clasificación mostró sedimentos pobremente y muy pobremente seleccionados, con tendencias asimétricas y asimétricas hacia los finos. La kurtosis por su parte, mostró una clasificación de 1.4 % muy plasticúrticos, 66 % en plasticúrtico, 32.2 % como mesocúrtico y el 0.4 % restante como leptocúrtico. Por otro lado, los valores de concentración de sedimentos presentaron una variación entre $42 \mu\text{L L}^{-1}$ y $270 \mu\text{L L}^{-1}$, y se observó la formación de una Zona de Máxima Turbidez (ZMT). Así mismo, se determinó que las magnitudes en la concentración aumentaron en la columna de agua desde la capa superficial hacia el fondo. Mientras que la distribución del tamaño de partículas mostró un sesgo hacia los finos en la superficie, sesgo hacia los finos en la capa media, y bi-modal en el fondo. Finalmente, se pudo concluir que las propiedades texturales, la concentración, la densidad efectiva y la velocidad de sedimentación variaron en el tiempo y a lo largo de toda la columna de agua. Dicha variabilidad se vio influenciada directamente por la marea.

Palabras claves: Propiedades texturales, floculación, material particulado suspendido (MPS), río Magdalena.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

Los estuarios son sitios donde convergen, migran e intercambian diversos materiales los ríos y océanos (Milliman y Farnworth, 2011). Actuando como una trampa en donde se depositan grandes cantidades de Material Particulado en Suspensión (MPS) transportado por los ríos (Woodruff *et al.*, 2001; Wu *et al.*, 2012; Carlin *et al.*, 2015). Debido a los efectos de la dinámica estuarina los materiales transportados y depositados en los estuarios experimentan procesos de resuspensión, re-transporte y re-deposición, causando cambios geomorfológicos en las desembocaduras (Guillén *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2012; Kniskern *et al.*, 2014). Entre los parámetros que más influyen en los procesos de transporte, transformación y deposición de materiales en sistema estuarinos se encuentran la distribución del tamaño de las partículas y las características morfológicas del MPS (Bainbridge *et al.*, 2012; Wang *et al.*, 2013; Brocchini *et al.*, 2017; Thomas *et al.*, 2017). Diversos estudios han podido establecer que la mayoría del MPS presente en los ecosistemas estuarinos se encuentra en forma de *flocs* (Eisma, 1986; Manning, 2004; Fettweis *et al.*, 2006 y Bainbridge *et al.*, 2012; Thomas *et al.*, 2017). De acuerdo con Wang *et al.* (2013) y Safak *et al.* (2013), la floculación puede alterar el tamaño de las partículas, la densidad y la velocidad de sedimentación del MPS, afectando los procesos marino-costeros e influyendo finalmente en la evolución geomorfológica, en la dinámica ecológica y geoquímica de las zonas estuarinas y costeras (Amoudry y Souza, 2011; de Vriend *et al.*, 2011; Nardin y Edmonds, 2014; Schindler *et al.*, 2015; Sahin *et al.*, 2017).

Una de las principales limitaciones en el entendimiento de la distribución del MPS y la floculación está asociada a la interacción entre la composición y el origen del sedimento, la dinámica estuarina y la actividad biológica (Eisma y Li, 1993; Fugate y Friedrichs, 2003; Braithwaite *et al.*, 2012; Mari *et al.*, 2012). En ambientes estuarinos los sedimentos son principalmente mezclas de diferentes componentes de partículas (i.e. arena no cohesiva, lodo cohesivo y materia orgánica) (Manning y Schoellhaer, 2013). Las proporciones de los diferentes componentes y sus interacciones (fracción orgánica y fracción inorgánica) pueden variar el proceso de floculación y consolidación de los sedimentos mixtos (Manning y Schoellhaer, 2013; Malarkey *et al.*, 2015; Schindler *et al.*, 2015; Parsons *et al.*, 2016). A su vez, estos procesos pueden influir en el transporte de sedimentos, nutrientes y contaminantes (Verney *et al.*, 2009). Se espera que los procesos de floculación se intensifiquen cuando la salinidad aumenta. Investigaciones han demostrado que la salinidad tiene la capacidad de alterar la floculación y la velocidad de sedimentación en aguas salinas (Wan *et al.*, 2015). Por ejemplo, en el estuario del río Tamar (Inglaterra) se encontró que la floculación máxima se alcanza con una salinidad de 10 a 15 (Ani *et al.*, 1991). Por su parte, la salinidad crítica para optimizar los procesos de la floculación del estuario de Yangtzé (China) es de aproximadamente de 4 a 16 (Jiang *et al.*, 2002). Más recientemente, Wollast (2015) estimó que el 10% de la floculación inducida por la salinidad se encuentra en el rango de 1 y 2.5. Recientemente, la investigación cambió a la importancia de los constituyentes del *flóc* como la composición mineral de los granos de sedimentos o la naturaleza de los componentes orgánicos como algas o diatomeas en los procesos de floculación (e.g. Chen *et al.*, 2005; Verney *et al.*, 2011; Fettweis y Baeye, 2015; Lucas Pardo *et al.*, 2015). Esto conduce a la idea de que los procesos biológicos juegan un papel

importante en la determinación del tamaño y las diferencias estacionales sugeridas por la biología en el comportamiento de sedimentación de partículas (Lee *et al.*, 2012; Fettweis y Baeye, 2015); Esto tiene implicaciones interesantes para el transporte de sedimentos estuarinos a gran escala y largo plazo. Por ejemplo, se demostró que el comportamiento de sedimentación de grandes *flócs* junto con la mezcla vertical y resuspensión están gobernando el transporte de sedimentos residuales estuarinos (Van Leussen, 2011).

En este sentido, el interés se ha centrado en la caracterización y cuantificación de los sedimentos en sistemas estuarinos; por lo cual se hacen necesarias las mediciones de la concentración y el tamaño del MPS para estudiar los patrones de distribución y los procesos de deposición-erosión asociados. Sin embargo, el principal desafío está en seleccionar el método apropiado para lograrlo (Thomas *et al.*, 2017).

La caracterización efectiva de los sedimentos, permite entender la dinámica de los procesos de sedimentación en ecosistemas estuarinos (Sahin *et al.*, 2017). Las técnicas comunes de medición de las concentraciones y tamaños del MPS incluyen el análisis gravimétrico, el uso de instrumentos ópticos (Downing, 2006) y la detección acústica (Thorne y Hanes, 2002), o una combinación de los mismos (Thomas *et al.*, 2017). La técnica gravimétrica implica la medición directa de la concentración de partículas. Sin embargo, todos los procedimientos de muestreo generalmente requieren mucho tiempo, son caros e intrusivos, tienen una resolución espacial y temporal limitada, y en algunos casos se pueden alterar los resultados (Thomas *et al.*, 2017). En estuarios, particularmente en zonas con flujo turbulento, por las características y la capacidad de formar flóculos, se requiere esencialmente mediciones *in situ*. Por su parte, los instrumentos ópticos de difracción láser *in-situ* (*Laser In-Situ Scattering Techniques – LISST*) han sido ampliamente utilizados en investigaciones en aguas marinas y estuarinas (p.j., Fugate y Friederichs, 2003; Chang *et al.*, 2006), donde ha proporcionado mediciones directas de alta resolución temporal de la distribución del tamaño de partículas, permitiendo cubrir un amplio rango de medición (7.5-1500 μm) (e.g. Mikkelsen y Pejrup, 2001; Mikkelsen *et al.*, 2005; Pepenmeier *et al.*, 2014). Además, no son intrusivos y permiten obtener mediciones de partículas primarias.

Por otro lado, el análisis de los procesos que intervienen en la formación de los *flocs*, las distribuciones del tamaño de las partículas y las concentraciones del MPS no solo mejoran el conocimiento del comportamiento físico del sistema, sino que también proporciona información más detallada para los datos de entrada utilizados en estudios de modelación (Uncles *et al.*, 2006). De esta manera, se contribuye al mejoramiento de la principal limitación de los modelos, la cual consiste en la asunción de propiedades homogéneas en los sedimentos a escala espacio-temporal (Uncles *et al.*, 2006; Malarkey *et al.*, 2015; Sahin *et al.*, 2017). Estudios han documentado la gran variabilidad espacio temporal del tamaño de partículas en ambientes estuarinos (e.g. Guo *et al.*, 2017; Li *et al.*, 2017; Pang *et al.*, 2018). Pese a lo anterior, no se tiene un conocimiento detallado y completo de las características de los sedimentos en estuarios/deltas de dominio micro-mareal, altamente estratificados y turbios, especialmente en el frente de convergencia, donde dicha convergencia de fondo ha mostrado ser uno de los mecanismos más persistentes y eficientes en la deposición de sedimentos en los estuarios, debido a la captura cerca del punto nodal de los sedimentos transportados en la capa inferior (e.g. Geyer *et al.*, 2004; Uncles *et al.*, 2006; Purnachandra *et al.*, 2011).

En un ambiente altamente estratificado y turbio, donde la floculación podría tener un papel significativo en la distribución de sedimentos en suspensión ([Restrepo et al., 2018](#)), se pueden plantearse las siguientes preguntas de investigación: ¿Cuál es la importancia de la variabilidad de las propiedades texturales, la concentración, la densidad efectiva y la velocidad de sedimentación en la columna de agua en condiciones de flujo no-estacionario y estratificado? Y de esta manera poder evaluar ¿Cuál es el papel de los principales parámetros estuarinos (i.e. nivel, salinidad, caudal y temperatura) en dicha variabilidad? Y así mismo, analizar ¿Cuáles son las condiciones propicias para la ocurrencia de procesos de floculación?

1.2 Marco Teórico y Estado del Arte

La floculación es un rasgo esencial en la dinámica de las Zonas de Máxima Turbidez (ZMT). Determina parcialmente la velocidad de sedimentación del MPS, la magnitud de los flujos depositacionales, y por lo tanto, afecta la capacidad de un estuario para retener sedimento dentro de esta zona ([Partheniades, 2009](#)). La velocidad de sedimentación depende del tamaño y densidad de los *flocs*; no obstante, su tamaño experimenta variaciones a escala espacial y temporal como resultado de las condiciones no estacionarias de flujo y la turbulencia (e.g. [Uncless et al., 2010](#); [Winterwerp, 2011](#); [Papenmeier, et al., 2014](#)).

Generalmente, las propiedades de los *flocs* son calculadas usando el tamaño medio de grano y la densidad promedio efectiva del *floc* ([Partheniades, 2009](#)). La simplificación de estos modelos analíticos de velocidad de sedimentación, basados en la Ley de Stokes y apoyados en la teoría de dimensiones fractales (e.g. [Winterwerp, 1998](#); [Ferguson y Church, 2004](#); [Khelifa y Hill, 2006](#); [Maggi et al., 2007](#); [Kumar et al., 2010](#); [Strom y Keyvani, 2011](#)), limitan la capacidad de tomar en consideración la variabilidad de las propiedades de los *flocs* a lo largo de un determinado intervalo de tiempo y bajo diferentes condiciones ambientales y de turbulencia. Por lo tanto, parece existir una discrepancia entre la complejidad de los métodos basado en la teoría de las dimensiones fractales, las simplificaciones necesarias cuando se aplican este tipo de modelos y las mediciones *in-situ* ([Markussen y Andersen, 2013](#); [Papenmeier et al., 2014](#)). Solo recientemente, se ha comenzado a cuantificar la distribución de tamaño de las partículas primarias (*Primary Particle Size Distributions* – PPSD) y de los *flocs*, utilizando métodos de difracción laser y de captura de imágenes (e.g. [Mikkelsen et al., 2005](#); [Uncles et al., 2010](#); [Markussen y Andersen, 2013](#); [Papenmeier et al., 2014](#)), con el fin de incorporar todos los rangos de tamaño de partícula/*floc* y la variación de la densidad efectiva en la cuantificación de velocidades de sedimentación; logrando así, una mayor resolución y estimación de la variabilidad espacio-temporal de este parámetro en el área de estudio.

De otro lado, los procesos de floculación son controlados por la tasa e intensidad de las colisiones y las propiedades biogeoquímicas del MPS ([Partheniades, 2009](#)). La turbulencia es la principal causante de estas colisiones, fortaleciendo la floculación a través del incremento de las tasas de colisión, hasta que el esfuerzo turbulento excede el esfuerzo de corte de los enlaces de los *flocs*, generando su ruptura. Adicionalmente, la probabilidad de colisión de las partículas se incrementa en ambientes de alta turbidez, debido al aumento en la frecuencia de colisión de las partículas (e.g. [Eisma, 1986](#); [Berhane et al., 1997](#); [Manning et al., 2006](#); [Whitehouse et al., 2000](#); [Uncles et al., 2010](#)) [Figura 1]. También se ha

encontrado que el tamaño de los *flocs* en lugar de disminuir sistemáticamente a medida que el esfuerzo turbulento aumenta, muestra poca dependencia de este parámetro, mientras que decrece abruptamente después de pasar un umbral específico en ambientes de baja-moderada energía (e.g. [Geyer et al., 2004](#); [Wu et al., 2012](#)). Este umbral depende principalmente de las propiedades de los *flocs* ([Markussen & Andersen, 2013](#)). Las relaciones entre la composición de los *flocs* y las propiedades de la turbulencia no han sido exploradas detalladamente en estuarios turbios-tropicales (i.e. [Markussen y Andersen, 2013](#)).

En cuanto a las propiedades biogeoquímicas del MPS, se había considerado que la geoquímica coloidal determinaba las fuerzas superficiales atractivas de las partículas (e.g. [Lead y Wilkinson, 2006](#); [Hasselov y Von Der Kammer, 2008](#)). No obstante, existe evidencia creciente que indica que en la mayoría de las aguas naturales y estuarinas las influencias biológicas podrían ser más determinantes que las geoquímicas, influenciando de una manera significativa los procesos de floculación ([Decho, 2000](#); [Mosley et al., 2003](#); [Andersen y Pejrup, 2011](#); [Markussen y Andersen, 2013](#)). Se ha demostrado, por ejemplo, que las EPS, los carbohidratos coloidales y los pellets fecales tienen una velocidad de sedimentación mucho mayor que sus partículas primarias constitutivas, determinando la eficiencia de la floculación (e.g. [Decho, 2000](#); [Uncles et al., 2010](#); [Andersen y Pejrup, 2011](#)). Por lo tanto, es relevante evaluar cómo inciden los cambios de la composición mineral/orgánica de los *flocs* en la eficiencia de los procesos de floculación, y por ende en la formación y estructura de la ZMT.

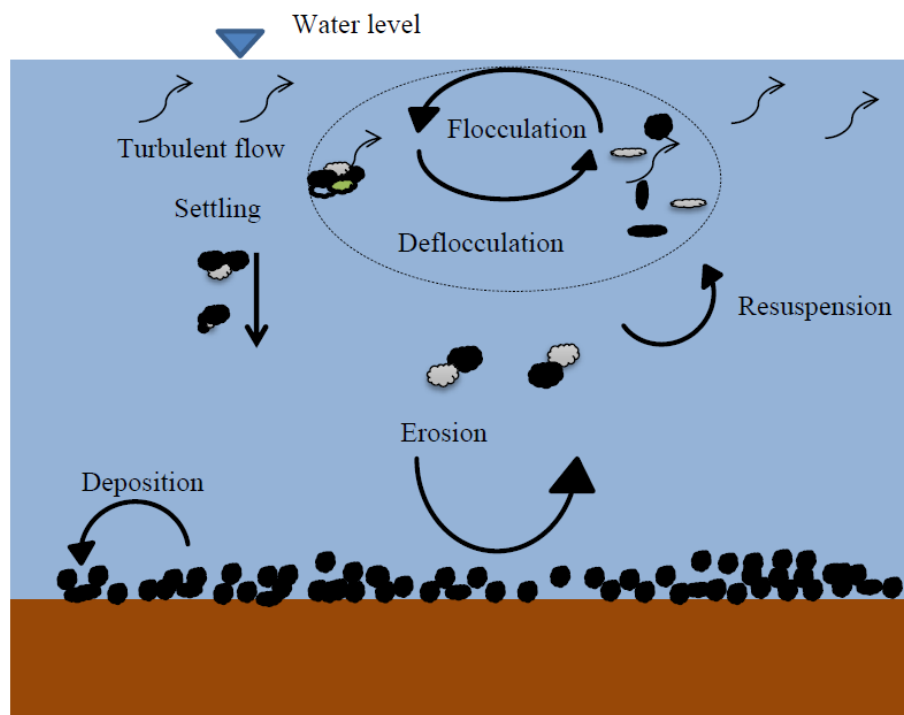


Figura 1. Movimiento experimentado por las partículas en la columna de agua y sus forzadores.
Fuente: Mhashhash, 2018.

Las fuerzas electro-químicas de los sedimentos de tipo cohesivo pueden ser poderosamente influenciadas por la adición de sales. Una partícula cargada negativamente es compensada por la adición de iones cargados positivamente. Este proceso, conocido como floculación

salina, ha sido reproducido en laboratorio (e.g. Thill *et al.*, 2001) [Figura 2]. Se consideraba entonces que la salinidad no inducía la floculación en las aguas salobres de los estuarios, donde se produce la mezcla de las aguas dulces y marinas, puesto que solo había sido observada para coloides de hidróxidos de hierro, humates y sustancias asociadas de diámetro $<1 \mu\text{m}$ (e.g. Sholkovitz, 1976; Sholkovitz *et al.*, 1978), mientras que para las partículas de diámetro $>1 \mu\text{m}$ no se habían encontrado evidencias (Eisma, 1980; Eisma *et al.*, 1986). Sin embargo, investigaciones recientes han demostrado que la salinidad tiene la capacidad de alterar la floculación y la velocidad de sedimentación en aguas salinas (Wan *et al.*, 2015). Por ejemplo, en el estuario del río Tamar (Inglaterra) se encontró que la floculación máxima se alcanza con una salinidad de 10 a 15 (Ani *et al.*, 1991). Por su parte, la salinidad crítica para optimizar los procesos de la floculación del estuario de Yangtze (China) se consigue aproximadamente de 4 a 16 (Jiang *et al.*, 2002). Más recientemente, Wollast (2015) estimó que el 10% de la floculación inducida por la salinidad se encuentra en el rango de 1 y 2.5.

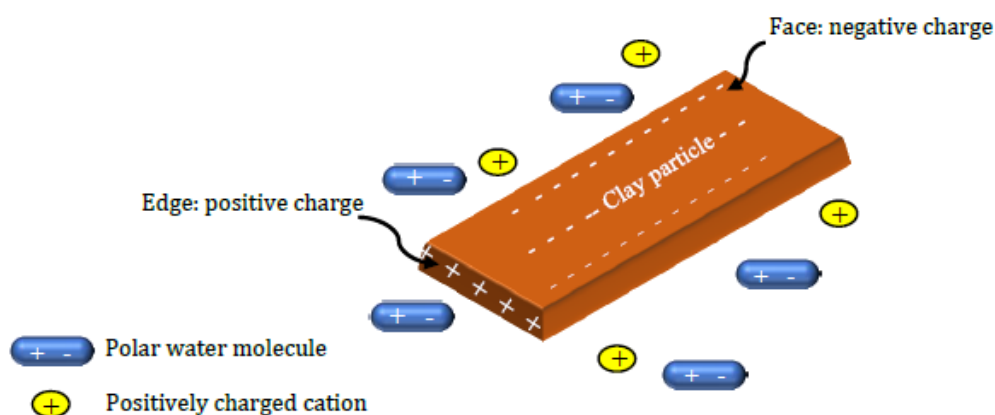


Figura 2. Propiedades electroquímicas de los sedimentos cohesivos.

De otro lado, en los últimos años se ha encontrado abundante evidencia que indica que la materia orgánica sirve como elemento aglomerante en la formación de *flocs* (Peppenmeier *et al.*, 2014). Por lo tanto, en aguas estuarinas, la influencia biológica puede ser más predominante que la influencia química, controlando significativamente los procesos de floculación y por ende, incidiendo en la formación y estructura de las ZMT. En este contexto, la presencia de EPS, carbohidratos coloidales, carbono, nitrógeno y pellets fecales juegan un papel fundamental en la eficiencia de los procesos de floculación (Uncles *et al.*, 2010; Markussen y Andersen, 2013). No obstante, este aspecto ha sido largamente ignorado en experimentos analíticos y numéricos encaminados a evaluar la variabilidad en los procesos de transporte de sedimentos (e.g. Lesser *et al.*, 2004; Ganju y Schoellhamer, 2007). Además, considerando que la actividad biológica depende significativamente de la temperatura, la intensidad de los efectos biológicos podría sufrir variaciones apreciables a escala temporal, particularmente en ambientes con altos niveles de humedad y grandes variaciones diurnas de la temperatura, como las zonas tropicales.

Las partículas inorgánicas, denominadas partículas primarias constitutivas (formadas principalmente por componentes minerales de cuarzo, feldespatos y carbonatos) representan los *flocs* de orden cero. Estas partículas inorgánicas junto con la materia

orgánica forman los *flocs* de bajo orden, conocidos como *micro-flocs*. Son generalmente de forma irregular y considerados como suficientemente densos y fuertes para soportar las fuerzas de desagregación (Manning *et al.*, 2006). La única forma de romper los *micro-flocs* en sus constituyentes inorgánicos primarios es por medio del uso artificial del ultrasonido y/o por medio de la remoción de la materia orgánica. Los *macro-flocs* -*flocs* de orden mayor-, son de formas irregulares y más o menos redondeadas, pero en algunos casos son elongados y curvados (Eisma, 1986). El resultado es que el esfuerzo de corte de los enlaces de los *flocs* cambia en función de su composición y tamaño, lo que a su vez conduce a cambios en los umbrales de agregación/desagregación y en la relación turbulencia-floculación (e.g. Geyer *et al.*, 2004).

De otro lado, los *flocs* presentan una densidad efectiva diferente a la de las partículas primarias constitutivas (Markussen y Andersen, 2013), lo que incide en la velocidad de sedimentación del MPS y en la formación de las ZMT. Por lo tanto, existe un creciente interés en determinar cómo cambia la distribución del tamaño de las partículas primarias (*Primary Particle Size Distributions* – PPSD) y de los *flocs*, así como la proporción entre los componentes orgánicos/inorgánicos del MPS y su influencia en la variación de la velocidad de sedimentación de las partículas (e.g. Uncles *et al.*, 2010; Markussen y Andersen, 2013; Pepenmeier *et al.*, 2014). La cuantificación de la PPSD es importante porque estas partículas incrementan la densidad efectiva; por tanto, la velocidad de sedimentación de los *flocs* en órdenes de magnitud (van Leussen, 1988; Mikkelsen *et al.*, 2006). Además, se ha mostrado que existe una relación entre el tamaño de las partículas primarias y el tamaño de los *flocs* (Kranck, 1981; van Leussen, 1988). Las propiedades de los *flocs* pueden variar ampliamente, a escala espacial y temporal, como resultado de las influencias biológicas y de las variaciones de la turbulencia (Andersen y Pejrup, 2011). Por lo tanto, la incorporación de distribuciones de tamaño de partícula/*floc*, en lugar de la utilización de valores medios, con el fin de incorporar todos los rangos de tamaños y de densidad efectiva en la cuantificación de velocidades de sedimentación, permite una estimación más aproximada de la variabilidad temporal y espacial de este parámetro (Markussen y Andersen, 2013).

Debido a la relación que existe entre la turbulencia y las propiedades de los *flocs*, algunos métodos de determinación de velocidades de sedimentación basados en la estimación del tamaño de partículas recolectadas de muestras de agua han sido catalogados como imprecisos. Estos métodos se caracterizan por su carácter intrusivo y no iso-cinético, lo que genera cambios en las condiciones de flujo turbulento y por lo tanto en las propiedades de los *flocs* (Markussen y Andersen, 2013). Por consiguiente, se han desarrollado métodos *in-situ*, no invasivos, adaptados para la medición de la distribución del tamaño de partículas, mediante dispositivos de captura de imágenes de difracción laser (e.g. Dyer y Manning, 1999; Pepenmeier *et al.*, 2014). Por ejemplo, el uso del dispositivo INSSEV (instrumento para la medición *in-situ* de la velocidad de sedimentación), permitió obtener información sobre los tamaños del *floc* y establecer velocidades y densidades efectivas de *flocs* individuales dentro de un espectro de distribución. No obstante, el menor tamaño de *floc* detectable por este dispositivo es de 20 μm (Dyer y Manning, 1999). El dispositivo de imágenes de partículas *in-situ* (InSiPID), que consta de un sistema de cámaras para detectar partículas con tamaños entre los 4-250 μm y para observar grandes partículas entre 62-3000 μm , permite medir un amplio número de tamaños de partículas, mediante el uso y

procesamiento automatizado de imágenes digitales, incrementando así la precisión estadística de la estimación de su tamaño (Benson y French, 2007). Finalmente, las técnicas de dispersión laser *in-situ* (*Laser In-Situ Scattering Techniques – LISST*) han mostrado ser muy eficientes en la correcta estimación *in-situ* de la distribución del tamaño de partícula, permitiendo cubrir un amplio rango de medición de partículas (7.5-1500 μm) (e.g. Mikkelsen y Pejrup, 2001; Mikkelsen *et al.*, 2005; Pepenmeier *et al.*, 2014). Como estos equipos no realizan una medición directa del tamaño de partícula, su utilización requiere la realización de una calibración previa con información detallada de la zona de estudio (Traykovski *et al.*, 1999). Por lo tanto, antes de utilizar enfoques que empleen la dispersión laser y el procesamiento digital de imágenes, es necesario recolectar información relacionada con las propiedades de los *flocs*; particularmente, en relación con la distribución del tamaño de las partículas, la concentración del MPS, el esfuerzo cortante local, y la proporción en la composición orgánica/inorgánica de los *flocs* de manera que se tenga un control sobre los fenómenos que inciden sobre la PPSD y su velocidad de sedimentación (e.g. Manning y Dyer, 1999, 2002; Manning, 2001; 2004).

La técnica utilizada por el LISST-200X consta de la emisión de un láser de frecuencia única y posteriormente detecta las intensidades de la luz láser dispersada a partir de partículas en suspensión con una serie de detectores de anillos concéntricos. Estas intensidades de luz dispersa, reunidas por los detectores de anillo se invierten para estimar las distribuciones de tamaño de partícula (Agrawal y Pottsmith, 2000; Agrawal *et al.*, 2008). Pruebas recientes mostraron la eficiencia del dispositivo LISST para medir distribuciones de tamaños de partículas uni y multimodales (Agrawal y Pottsmith, 2000), por lo que se considera una buena herramienta importante para el desarrollo del presente estudio. La distribución de tamaño de partículas del LISST-200X tienen un rango comprendido entre 1 – 500 μm [Tabla 1].

Tabla 1. Distribución de tamaños de partículas medidos por el LISST-200X.

Size Bin #	Lower limit (μm)	Mid point (μm)	Upper limit (μm)	Size bin #	Lower limit (μm)	Mid point (μm)	Upper limit (μm)
1	1.00	1.21	1.48	19	24.6	26.7	29.1
2	1.48	1.60	1.74	20	29.1	31.6	34.3
3	1.74	1.89	2.05	21	34.3	37.2	40.5
4	2.05	2.23	2.42	22	40.5	43.9	47.7
5	2.42	2.63	2.86	23	47.7	51.9	56.3
6	2.86	3.11	3.38	24	56.3	61.2	66.5
7	3.38	3.67	3.98	25	66.5	72.2	78.4
8	3.98	4.33	4.70	26	78.4	85.2	92.6
9	4.70	5.11	5.55	27	92.6	101	109
10	5.55	6.03	6.55	28	109	119	129
11	6.55	7.11	7.72	29	129	140	152
12	7.72	8.39	9.12	30	152	165	180
13	9.12	9.90	10.8	31	180	195	212
14	10.8	11.7	12.7	32	212	230	250
15	12.7	13.8	15.0	33	250	273	297
16	15.0	16.3	17.7	34	297	324	354
17	17.7	19.2	20.9	35	354	386	420
18	20.9	22.7	24.6	36	420	459	500

Fuente: Sequoia Scientific, 2018.

En Colombia, el estudio de la dinámica sedimentaria en zonas estuarinas, así como de los procesos que la controlan, ha sido incipiente y de evolución reciente. La mayoría de estudios se han apoyado en herramientas de modelamiento numérica y de procesamiento de imágenes satélites para describir e interpretar los procesos de dinámica sedimentaria (e.g. [Andrade y Thomas, 1988](#); [Lonin, 2002](#); [Lonin et al., 2004](#); [Gómez et al., 2009](#); [Gómez-García et al., 2014](#)). Por ejemplo, [Lonin \(1997, 2004\)](#) empleó un modelo numérico para estimar el efecto del aporte de sedimento en suspensión del Canal del Dique sobre las bahías de Cartagena y Barbacoas; por su parte [Gómez et al. \(2009\)](#) simularon los efectos de diferentes forzadores climáticos y oceanográficos sobre los patrones de transporte de los sedimentos en suspensión en la bahía de Barbacoas, mediante trazadores inertes. No obstante, los autores reconocen falencias relacionadas principalmente con la estimación de los parámetros de funcionamiento de los modelos hidro-sedimentarios (i.e. rugosidad del fondo, velocidad y esfuerzo de corte – parámetros asociados a la turbulencia-), y a la parametrización de la floculación (i.e. variación del tamaño de grano en la columna de agua, distribución del tamaño de partículas y estimación de la velocidad de sedimentación), entre otros. Por lo tanto, [Lonin \(2004\)](#) plantea la necesidad de una estimación cuantitativa de la floculación para poder evaluar su papel dentro de los procesos sedimentarios, implementando un modelo de floculación de partículas sólidas que incorpore los principales mecanismos de colisión e interacción entre ellas (i.e. procesos de turbulencia). En tal sentido, [Lonin y Masson \(2006\)](#) plantearon un modelo lagrangeano de dinámica de *flocs* de partículas minerales finas en suspensión, que describe en forma discreta el movimiento turbulento de las partículas, su tasa de sedimentación dependiendo del tamaño de grano de los agregados, así como los procesos de interacción que conllevan a la agregación y disgregación de los *flocs*. Con base en múltiples experimentos numéricos [Lonin y Masson \(2006\)](#) establecieron una parametrización de la floculación que depende de la concentración del MPS y la energía cinética de turbulencia. Aun cuando la forma paramétrica encontrada corresponde a lo conceptualización efectuada por [Dyer \(1994, 1995\)](#) en su revisión de los procesos sedimentarios en estuarios, no considera el papel de la fracción orgánica de las partículas primarias en la variación de la densidad efectiva y en la velocidad de sedimentación (e.g. [Markussen y Andersen, 2013](#)). Este aporte, la generalización del proceso de floculación para cualquier combinación de posibles concentraciones e intensidades de turbulencia en el medio ([Lonin y Masson, 2006](#)), constituye un punto de partida para comparar las bondades de las aproximaciones numéricas y experimentales al proceso de floculación en estuarios tropicales dominados por frentes de convergencia de densidad.

Recientemente, [Restrepo et al. \(2018\)](#) documentó la existencia de una ZMT (con $CSS > 4500 \text{ mg l}^{-1}$) en la desembocadura del río Magdalena y evaluó los factores que conducen a su formación. Se encontró que la ZMT presenta cambios significativos en su localización, estructura y magnitud a escala estacional, alcanzando su mayor penetración (i.e. 7 km aguas arriba de la desembocadura), espesor (5.4 m) y magnitud (11450 mg l^{-1}) durante condiciones de bajos caudales. [Restrepo et al. \(2018\)](#) concluyó que la formación de la ZMT en la desembocadura del río Magdalena es causada por (i) la convergencia de las capas estratificadas cerca al punto nodal, (ii) la supresión de la turbulencia ocasionada por la estratificación y la alta concentración de sedimentos, y (iii) probablemente, por la floculación. Sin embargo, indicó que es necesario hacer un mayor número mediciones *in-situ* de tamaños de *flocs* en la columna de agua para evaluar detalladamente el efecto de la

salinidad y la turbulencia en la floculación (e.g. [Wu et al., 2012](#)). En este contexto, la desembocadura del río Magdalena parece ser un escenario propicio para evaluar las propiedades y dinámica de la floculación y su importancia en el transporte de sedimentos; favorecida por ser una región tropical, donde se presentan condiciones de variabilidad de temperatura y humedad, y por tanto de contenido de materia orgánica.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo General

- Evaluar los cambios de las propiedades texturales y la concentración de sedimentos, su densidad efectiva y velocidad de sedimentación, frente a variaciones en las condiciones estuarinas (i.e. nivel, estructura salina, temperatura y proporción caudal/marea).

2.2 Objetivos Específicos

- Revisar el papel de los principales parámetros estuarinos (i.e. nivel, salinidad, caudal y temperatura) en la variabilidad de las propiedades texturales y la concentración de sedimentos, su densidad efectiva y la velocidad de sedimentación.
- Analizar la existencia de las condiciones propicias (i.e. CSS, contenido de MO, y disminución de la turbulencia) para la ocurrencia de procesos de floculación.

3. ÁREA DE ESTUDIO

El delta del río Magdalena constituye uno de los ecosistemas marinos-costeros más importantes en Colombia, principalmente por sus aportes fluviales con un caudal medio anual de $6501 \pm 1370 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y por el transporte de sedimentos hacia el Mar Caribe con magnitudes de hasta $142 \pm 48.6 \times 10^6 \text{ ton a}^{-1}$ de sedimentos en suspensión, uno de los más altos reportados a nivel mundial ([Restrepo et al., 2018](#)). [Higgins et al., \(2017\)](#) estimó el transporte de sedimentos para la época seca y húmeda, los cuales comparó con los valores reportados por la estación de Calamar, donde observó que las tasas de transporte de fondo fluctuaron entre el 5% y 1% del transporte de sedimento en suspensión en las épocas húmeda y seca, respectivamente.

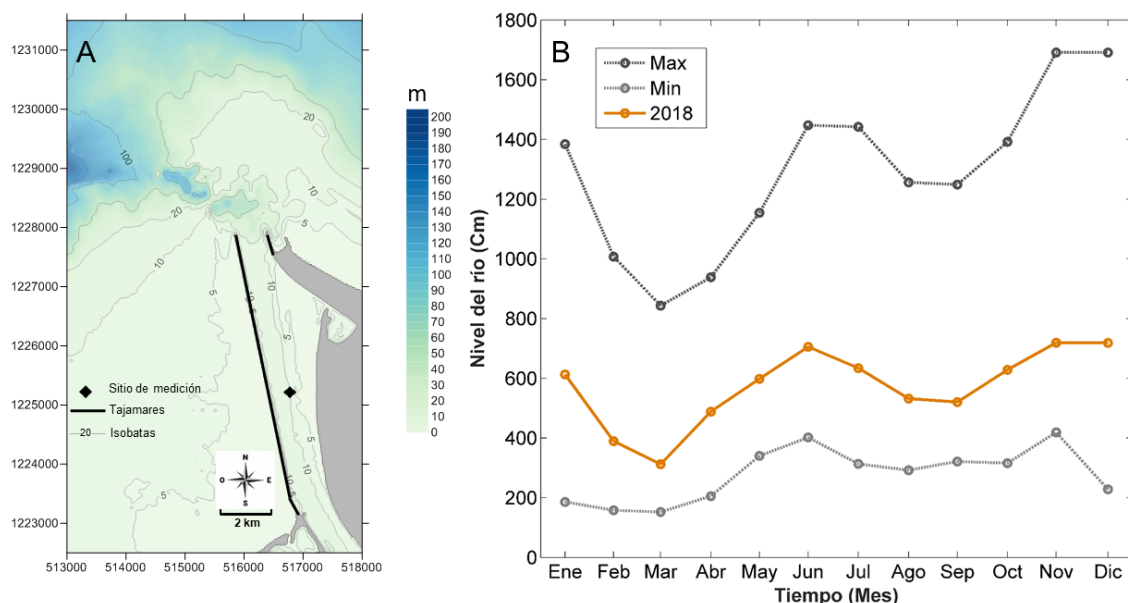


Figura 3. A) Área de estudio, B) Serie de niveles medios mensuales del río Magdalena. Estación Calamar - Bolívar.

En este sistema los descensos del caudal conducen a una mayor intrusión salina a lo largo de la parte inferior del canal de desembocadura del río, reduciendo la mezcla vertical y originando una estratificación más definida, dando lugar a una ZMT (con $CSS > 4500 \text{ mg l}^{-1}$) (Restrepo *et al.*, 2018). Se encontró que la ZMT presenta cambios significativos en su localización, estructura y magnitud a escala estacional, alcanzando su mayor penetración (i.e. 7 km aguas arriba de la desembocadura), espesor (5.4 m) y magnitud (11450 mg l^{-1}) durante condiciones de bajos caudales. Mientras que durante la temporada de altos caudales la ZMT exhibe valores de CSS cercanos a $5,000 \text{ mg l}^{-1}$ en el núcleo, penetrando hasta 0.4 km aguas arriba de la desembocadura (Restrepo *et al.*, 2018). Los valores de CSS registradas en la desembocadura del río Magdalena son altas, incluso consideradas como una de las mayores a nivel mundial (Restrepo, 2014), ya que son del mismo orden de magnitud de las concentraciones reportadas en los estuarios de los ríos Yangtzé y Huanghe (e.g. Jiufa y Chen, 1998; Wang *et al.*, 2007). De esta manera, la desembocadura del río Magdalena puede ser clasificada como un estuario turbio en altos caudales ($4,000 \text{ mg l}^{-1} < CSS_{max} < 10,000 \text{ mg l}^{-1}$), y como extremadamente turbio durante la época de bajos caudales ($CSS_{max} > 10,000 \text{ mg l}^{-1}$) (Uncles *et al.*, 2006). Por su parte, Restrepo (2014) encontró que los perfiles verticales de CSS en la desembocadura del río Magdalena son multi-forma, clasificados en 5 tipos básicos: perfil en forma de L, perfil inclinado cóncavo hacia arriba, perfil inclinado cóncavo hacia abajo, perfil en forma de S inversa y perfil de línea cuasiinclinada. Los perfiles en forma de L y de línea cuasi-inclinada son los tipos básicos predominantes. Estos cinco tipos de perfiles cubren aproximadamente el 75% de los perfiles verticales de CSS, mientras que el 25% restante corresponden a formas de transición entre estos cinco tipos básicos. En general, todos los perfiles verticales mostraron un incremento bien definido de la CSS hacia el fondo de la columna de agua. Sin embargo, se pudo establecer que los cambios en la CSS a lo largo de cada uno de los ciclos de medición (época de bajas y altas descargas) son considerados como poco significativos (Restrepo, 2014).

De otro lado, la posición del frente salino en la desembocadura del río Magdalena está dominada principalmente por el caudal, sin embargo, el forzamiento micromareal ha demostrado ser un factor importante para determinar la máxima penetración de la intrusión salina, la cual debilita la turbulencia generando una columna de agua moderadamente estable aguas arriba y una columna de agua estable cerca de la desembocadura del río (Ospino *et al.*, 2018). En condiciones de máximo caudal, la intrusión salina es expulsada hacia el mar y tiende a preservar la estratificación y estabilidad de la columna de agua ante los efectos de mezcla generada por la marea y/o el viento. Sin embargo, cuando disminuye el caudal se presenta una mayor penetración río adentro del frente salino y el efecto de la marea y el viento se vuelve más relevante, pero persiste la estratificación; aun cuando se presente la condición más desfavorable en los forzadores (Ospino *et al.*, 2018). De igual manera, Restrepo *et al.*, (2018) documentó la localización de la interfase salina / agua dulce (Freshwater/Saline Interface, FSI), evaluando la intersección de la isohalina de 1 en el lecho del canal. Se encontró que en época de altos caudales la FSI se localizó a aproximadamente 4 km aguas arriba de la desembocadura, mientras que en la estación de bajos caudales la FSI exhibió una mayor penetración dentro del canal, hasta localizarse aproximadamente a 7 km.

Las condiciones de estratificación de la columna de agua (n_s) en el delta también mostraron diferencias a escala estacional. En la estación de altos caudales la columna de agua se caracterizó por estar completamente mezclada hasta la desembocadura ($> \sim 1$ km), estratificada en el frente deltaico interior (-1 km – 0 km), y parcialmente mezclada en el frente deltaico exterior (< -1 km). Mientras que durante la estación de bajos caudales la estratificación de la columna de agua se presentó desde ~ 6 km aguas arriba de la desembocadura. Esta estratificación se prolongó hasta el frente deltaico exterior, en donde la columna de agua pasó a ser parcialmente mezclada (Restrepo, 2014).

En cuanto a las características del sedimento suspendido, Restrepo *et al.*, (2018) pudo determinar mediante una medición puntual que aproximadamente el 76.4% del peso total del MPS predominante en la desembocadura del río Magdalena está dominado por limos ($D_{10}=0.3$ μm , $D_{50}=14.1$ μm y $D_{90}=45.9$ μm) para la temporada de altos caudales; mientras que para la época de bajos caudales el 65.4% del peso total presenta un dominio de limos medios ($D_{10}=0.3$ μm , $D_{50}=7.8$ μm y $D_{90}=23.8$ μm). Por su parte, Higgins *et al.*, (2017) observó valores de D_{50} pertenecientes al grupo textural de limos finos y muy finos para ambas épocas climáticas. No obstante, estos análisis fueron obtenidos mediante mediciones puntuales en la superficie. Así mismo, Martínez y Molina, (1992) pudo establecer que los sedimentos del río Magdalena están formados por lodos limosos y arenas finas grises enriquecidas con materia orgánica. Teniendo en cuenta la distribución de tamaño de las partículas, se considera que una distribución con sesgo positivo (hacia los sedimentos finos), como la reportada para la desembocadura del río Magdalena, indica un régimen dominado por la floculación (e.g. Wu *et al.*, 2012; Pepenmeier *et al.*, 2013). Sin embargo, el contenido de materia orgánica del río (el cual se espera sea representativo) y el debilitamiento de la turbulencia inducido por la estratificación (Ospino *et al.*, 2018), indican que es muy probable que la asociación entre la ZMT y la FSI no sea gobernada por relaciones de salinidad-floculación, sino de turbulencia-floculación (e.g. Partheniades, 2009).

4. METODOLOGÍA

4.1 Mediciones en campo

4.1.1 Recolección de datos

La fase de campo se realizó durante 4 días en época de bajos caudales (marzo de 2018) con el fin de abarcar varios ciclos de marea y diferentes condiciones de caudal. En total fueron 72 horas continuas de medición. Bajo estas condiciones se garantizó la presencia del frente de convergencia salino y una ZMT más definida en el área de estudio ([Restrepo et al., 2018](#)). El punto de monitoreo estuvo ubicado a aproximadamente 3 km aguas arriba de la desembocadura del río Magdalena y fue seleccionado teniendo en cuenta los valores de caudal y la ubicación de la FSI ([Figura 1](#)). De igual manera, se tuvieron en cuenta las siguientes consideraciones hechas por [Restrepo et al. \(2018\)](#): (1) Existe una pronunciada ZMT en la interfase agua dulce/agua salada con una marcada variación estacional; (2) Es factible estimar razonablemente bien la posición de la ZMT a partir de información de caudales y salinidad; (3) Es un sistema estratificado influenciado por flujos no-estacionarios; y (4) Existe evidencia que indica que las condiciones de turbidez y tamaño de grano del MPS inciden en la eficiencia de la floculación. Estas condiciones son claves para evaluar cómo cambian las propiedades de los sedimentos debido a las variaciones hidrodinámicas y los aportes fluviales, y cómo estos a su vez puede influir en los patrones de sedimentación.

Se realizaron mediciones horarias de concentración y distribución de tamaño del sedimento, salinidad y temperatura a lo largo de la columna de agua. Para determinar la concentración y distribución de tamaño se utilizaron sensores ópticos de difracción láser *in-situ* (*Laser In-Situ Scattering Techniques – LISST*) (LISST-200X), a una tasa de muestreo de 1 Hz. Este instrumento proporciona la concentración de sedimento en 36 diferentes clases de tamaño de partículas (1 μm a 500 μm). Con esta información se realizaron gráficos de la fracción fina (<63 μm) y la fracción gruesa (>63 μm), concentración y distribución de tamaño de sedimentos haciendo uso del software MATLAB(2012b), empleando la técnica de interpolación lineal para homogeneizar el conjunto de datos y así poder realizar gráficos de contornos ([Restrepo et al., 2018](#)). La salinidad y la temperatura se midieron con un CTD Castaway a una tasa de medición de 5 Hz. Todos los equipos utilizados fueron previamente calibrados. Finalmente, se recolectaron muestras de agua con un Muestreador Horizontal cada cuatro horas en tres profundidades en la columna de agua (capa superficial, capa media y fondo). Las muestras de agua fueron conservadas en botellas oscuras a 4 °C ([Nelson y Sommer, 1996](#)), con el fin de no alterar sus características y luego llevadas al laboratorio para determinar la CSS y la Materia Orgánica (MO).

4.2 Procesamiento de Datos

4.2.1 Mediciones en el laboratorio

Se obtuvo la CSS filtrando 50 ml de cada muestra empleando filtros de fibra de vidrio Whatman GF/C de 47 mm de diámetro y un tamaño de poro de 1 micra. A cada filtro se le retiró la humedad en un horno a 105 °C durante 30 minutos y luego se pesó en una balanza digital de precisión con sensibilidad de 0.1 mg. Los filtros previamente secados y pesados

se introdujeron en un horno mufla a una temperatura comprendida entre 350 °C y 440 °C durante 6 horas; posteriormente se llevaron a temperatura ambiente en un desecador y más tarde fueron pesados nuevamente. Finalmente, se determinó el porcentaje de MO aplicando la ecuación formulada por [Blume *et al.* \(1990\)](#) y mejorada por [Nelson y Sommer, \(1996\)](#). Los porcentajes de MO obtenidos fueron presentados en gráficas de barra para establecer la variabilidad a través de la columna de agua y el tiempo.

4.2.2 Propiedades texturales del sedimento

Para la determinación de las propiedades texturales de los sedimentos se empleó el software GRADISTAT ([Blott y Pye, 2001](#)), ingresando los porcentajes correspondientes a cada uno de los 36 tamaños de clases medidos por el LISST-200X. Este software proporciona estadísticos tales como el D₁₀, D₅₀, D₉₀, Kurtosis, Tamaño medio, Clasificación y Asimetría. El tamaño medio de grano muestra la clasificación dentro de una escala de tamaños permitiendo definir el tipo de sedimento, además está relacionado con la energía cinética media al que se encuentra sometido el ambiente sedimentario. La clasificación indica qué tan similares son los tamaños de todas las partículas que componen la muestra ([Folk, 1974](#)). También refleja las oscilaciones de la energía cinética en el ambiente sedimentario. Por su parte, la asimetría analiza la posición de la media respecto a la mediana. Cuando la asimetría es negativa, el valor de la media corresponde a un tamaño de partícula más grueso que la mediana, y por tanto las variaciones de la energía cinética media se desplazan hacia valores más altos. Por el contrario, si la media está desplazada hacia tamaños más finos que la mediana se obtiene un valor de asimetría positivo, indicando que la energía cinética media ha oscilado hacia valores más bajos. Finalmente, la kurtosis o angulosidad analiza la forma achatada o puntiaguda de la curva respecto a una curva de una función de distribución de probabilidad. Cuando las curvas son angulosas, indican que las oscilaciones de la energía cinética media se restringen al 50% central durante un tiempo superior, mientras que curvas achatadas indican que las oscilaciones de la energía cinética se salen del 50% central durante un tiempo superior ([Corrales *et al.*, 1997](#)).

Estos parámetros se calculan aritméticamente y geométricamente en micrones, y logarítmicamente utilizando la escala phi ([Krumbein y Pettijohn, 1938](#)). También utiliza la interpolación lineal para calcular los parámetros estadísticos mediante el método gráfico de [Folk y Ward, \(1957\)](#). Además, clasifica por clase los sedimentos teniendo en cuenta la escala de tamaño modificada por [Udden \(1914\)](#) y [Wentworth \(1922\)](#). Y por último, fueron tratados en el software MATLAB(2012b) empleando la técnica de interpolación lineal para homogeneizar el conjunto de datos y poder representarlos en gráficos de contornos ([Restrepo *et al.*, 2018](#)).

Existen diferencias importantes entre estos dos métodos. El método matemático emplea toda la población de la muestra, mientras que el método gráfico coloca más peso en la porción central de la distribución del tamaño de grano y menos en las colas. Ninguno de los métodos es perfecto: el primero se ve muy afectado por los valores atípicos en las colas de la distribución, mientras que el último es relativamente insensible a los sedimentos que contienen un rango de tamaño de partícula grande en las colas de la distribución. El resultado puede ser una ventaja o una desventaja según los problemas particulares en estudio ([Blott y Pye, 2001](#)).

De acuerdo con el método matemático, los parámetros se calculan teniendo en cuenta las siguientes ecuaciones ([Krumbein y Pettijohn, 1938](#)):

$$\text{Mean: } x_{\phi} = \frac{\sum f m_{\phi}}{100} \quad \text{Ec. 1}$$

$$\text{Sorting: } \sigma_{\phi} = \frac{\sum (m_{\phi} - \bar{x}_{\phi})^2}{4} \quad \text{Ec. 2}$$

$$\text{Skewness: } Sk_{\phi} = \frac{\sum (m_{\phi} - \bar{x}_{\phi})^3}{100 \sigma_{\phi}^3} \quad \text{Ec. 3}$$

$$\text{Kurtosis: } K_{\phi} = \frac{\sum (m_{\phi} - \bar{x}_{\phi})^4}{100 \sigma_{\phi}^4} \quad \text{Ec. 4}$$

donde m es el punto medio de cada fracción de tamaño de grano en phi (m_{ϕ}), y f es la proporción de una fracción de tamaño de grano dada en todo el sedimento. Los mismos parámetros se calculan utilizando el método gráfico ([Folk y Ward, 1957](#)), haciendo uso de las siguientes expresiones:

$$\text{Mean: } m_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3} \quad \text{Ec. 5}$$

$$\text{Sorting: } \sigma_1 = \frac{\phi_{16} - \phi_{84}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6} \quad \text{Ec. 6}$$

$$\text{Skewness: } Sk_1 = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad \text{Ec. 7}$$

$$\text{Kurtosis: } K_g = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})} \quad \text{Ec. 8}$$

donde ϕ_x es el diámetro del grano en la evaluación acumulativa del percentil de x.

Los tamaños de partículas fueron clasificados teniendo en cuenta la escala de tamaño modificada por [Udden \(1914\)](#) y [Wentworth \(1922\)](#), mientras que los parámetros estadísticos restantes fueron clasificados de acuerdo a lo establecido por [Folk y Ward, 1957](#).

Tabla 2. Clasificación del tamaño de partículas según Wentworth.

	Modelo americano de tamiz de malla	Milímetros		Unidades Phi (ϕ)	Clase de tamaño Según Wentworth
Grava		4096		-12	Peñasco
		1024		-10	
		256	256	-8	
		64	64	-6	Matatένα
		1			Guijarro
		16		-4	
	5	4	4	-2	
	6	3.36		-1.75	Gránulo
	7	2.83		-1.5	
	8	2.38		-1.25	
Lodo	10	2	2	-1	
	270	0.053		4.25	Limo grueso
	325	0.044		4.5	
		0.037		4.75	
		0.031	1/32	5	Limo medio
		0.0156	1/64	6	
		0.0078	1/128	7	
		0.0039	1/256	8	Limo muy fino
		0.0020		9	
		0.00098		10	
		0.00049		11	Arcilla
		0.00024		12	
		0.00012		13	
		0.00006		14	
Arena	12	1.68		-0.75	Arena muy gruesa
	14	1.41		-0.5	
	16	1.19		-0.25	
	18	1.00	1	0	
	20	0.84		0.25	Arena gruesa
	25	0.71		0.5	
	30	0.59		0.75	
	35	0.50	1/2	1	
	40	0.42		1.25	Arena media
	45	0.35		1.5	
	50	0.30		1.75	
	60	0.25	1/4	2	
	70	0.21		2.25	Arena fina
	80	0.177		2.5	
	100	0.149		2.75	
	120	0.125	1/8	3	
	140	0.105		3.25	Arenas muy finas
	170	0.088		3.5	
	200	0.074		3.75	
	230	0.0625	1/16	4	

Fuente: Wentworth, 1922.

Tabla 3. Indicadores de selección a partir del resultado del segundo momento.

Desviación Estándar	Clasificación
<0.35 ϕ	Muy bien clasificado
0.35 ϕ a 0.50 ϕ	Bien clasificado
0.50 ϕ a 0.70 ϕ	Moderadamente bien clasificado
0.70 ϕ a 1.00 ϕ	Moderadamente clasificado
1.00 ϕ a 2.00 ϕ	Pobremente clasificado
2.00 ϕ a 4.00 ϕ	Muy pobremente clasificado
>4.00 ϕ	Extremadamente mal clasificado

Fuente: Folk y Word, 1957.

Tabla 4. Indicadores de asimetría según el resultado del tercer momento.

Skewness (Asimetría)	Descripción Verbal
>+0.35 ϕ	Muy asimétrico hacia finos
+0.30 ϕ a +0.10 ϕ	Asimétrico hacia fina
+0.10 ϕ a -0.10 ϕ	Casi asimétrico
-0.10 ϕ a -0.30 ϕ	Asimétrico hacia gruesa
<0.30 ϕ	Muy asimétrico hacia gruesa

Fuente: Folk y Word, 1957.

Tabla 5. Indicadores de concentración alrededor de los valores centrales.

Kurtosis	Descripción Verbal
>0.67 ϕ	Muy platicúrtico
0.67 ϕ a 0.90 ϕ	Platicúrtico
0.90 ϕ a 1.11 ϕ	Mesocúrtico
1.11 ϕ a 1.50 ϕ	Leptocúrtico
1.50 ϕ a 3.00 ϕ	Muy Leptocúrtico
>3.00 ϕ	Extremadamente Leptocúrtico

Fuente: Folk y Word, 1957.

4.2.3 Cálculo de densidad efectiva de partículas

La densidad efectiva de los sedimentos (kg m^{-3}) se determinó utilizando la siguiente ecuación, donde VC es el Volumen de Concentración ($\mu\text{l l}^{-1}$) obtenidos a lo largo de la columna de agua con el LISST-200X para cada uno de los perfiles (Mikkelsen y Pejrup, 2001; Hsu & Liu, 2010) y los datos de CSS (mg ml^{-1}) obtenidos en el laboratorio; ρ_f , ρ_w y ρ_p son la densidad del *floc*, la densidad del agua y la densidad del MPS en kg m^{-3} (Típicamente 2650 kg m^{-3} para partículas minerales, Boss *et al.*, 2009), respectivamente.

$$\rho_f - \rho_w = \rho_w + (1 - \rho_w/\rho_p)(\text{CSS}/\text{VC}) \quad \text{Ec. 9}$$

Los resultados fueron graficados en el software MATLAB(2012b) empleando la técnica de interpolación lineal para homogeneizar el conjunto de datos y poder representarlos en gráficos de contornos (Restrepo *et al.*, 2018).

4.3.4 Ajuste de la función de densidad aparente y velocidad de sedimentación

Se realizó el ajuste de la función de densidad aparente y se calculó la velocidad de sedimentación de las partículas. Para ello se utilizó la distribución de tamaños de las partículas primarias y los *flocs* en lugar de emplear valores medios (e.g. [Manning y Schoellhamer, 2013](#); [Markussen y Andersen, 2013](#); [Pepenmeier et al., 2014](#)). En este sentido, la distribución de la velocidad de sedimentación se calculó mediante la Ley de Stokes, ajustada para funciones de distribución:

$$W_{Si} = \frac{(g)((\rho_f - \rho_w)_i)(d_i^2)}{18\mu} \quad \text{Ec. 10}$$

en donde, i es cada grupo de tamaño de partícula definido por el LISST-200X, μ es la viscosidad dinámica ($0.000815 \text{ kg m}^{-1}\text{s}^{-1}$ a 29°C), $\Delta\rho_i$ es la densidad efectiva (kg m^{-3}) de cada i -ésimo grupo y d_i el valor medio del tamaño de grano (m) que representa cada grupo (e.g. [Winterwerp, 1998](#); [Manning y Schoellhamer, 2013](#); [Soulsby et al., 2013](#); [Markussen y Andersen, 2013](#); [Pepenmeier et al., 2014](#)). Los valores de velocidad de sedimentación fueron graficados en el software MATLAB (2012b) empleando la técnica de interpolación lineal para homogeneizar el conjunto de datos ([Restrepo et al., 2018](#)).

5. Resultados

5.1 Parámetros estuarinos

En la zona estudio la salinidad incrementó con la profundidad, presentando valores medios de 0.12 ± 0.04 en la capa superficial, 0.67 ± 0.41 en la capa media y 1.92 ± 1.23 en la capa de fondo, con variaciones de 0.09 a 10. Las salinidades mayores a 4 se presentaron en la pleamar diurna, alcanzando aproximadamente el 5% de altura de la columna de agua desde el fondo. Mientras que la isohalina de 2 se observó en pleamares, alcanzando aproximadamente 25% de altura desde el fondo en las pleamares diurnas y 10% de altura desde el fondo en las pleamares nocturnas. Por su parte, la isohalina de 1 alcanzó aproximadamente el 60% de altura de la columna de agua desde el fondo en las pleamares diurnas, 50% en pleamar nocturna y 40% en las bajamares en los dos primeros días de medición (14 y 15 de marzo). Sin embargo, a partir del día 3 de medición (16 de marzo), justo cuando se observó una disminución en el caudal, no hubo variación significativa de la isohalina de 1 respecto a las oscilaciones de la marea, alcanzando aproximadamente el 60% de altura de la columna de agua desde el fondo ([Figura 4A](#)). Los perfiles muestran a detalle las variaciones de la salinidad en los puntos seleccionados (P1, P2, P3 y P4), donde se observan las profundidades a partir de las cuales se dan los cambios en este parámetro ([Figura 4E](#)). P1 corresponde al perfil de la salinidad en bajamar, donde se observa que los valores mayores a 1 empiezan a partir de los últimos 30% de profundidad, mientras que estos mismos valores se observan en el P2 a partir de los últimos 50% de profundidad. P3 y P4 son perfiles de salinidad en bajamar y pleamar nocturna, respectivamente. Estos perfiles

presentaron un comportamiento similar, con salinidad mayor de 1 a partir de los últimos 50% de profundidad. Los valores de salinidad fueron indispensables para el cálculo del parámetro de estratificación (n_s), mostrando un sistema estratificado (>1) durante todo el tiempo de medición. Este parámetro se hizo mayor en las pleamares y menor en las bajamares, mostrando así la influencia de la marea sobre éste (Figura 4D).

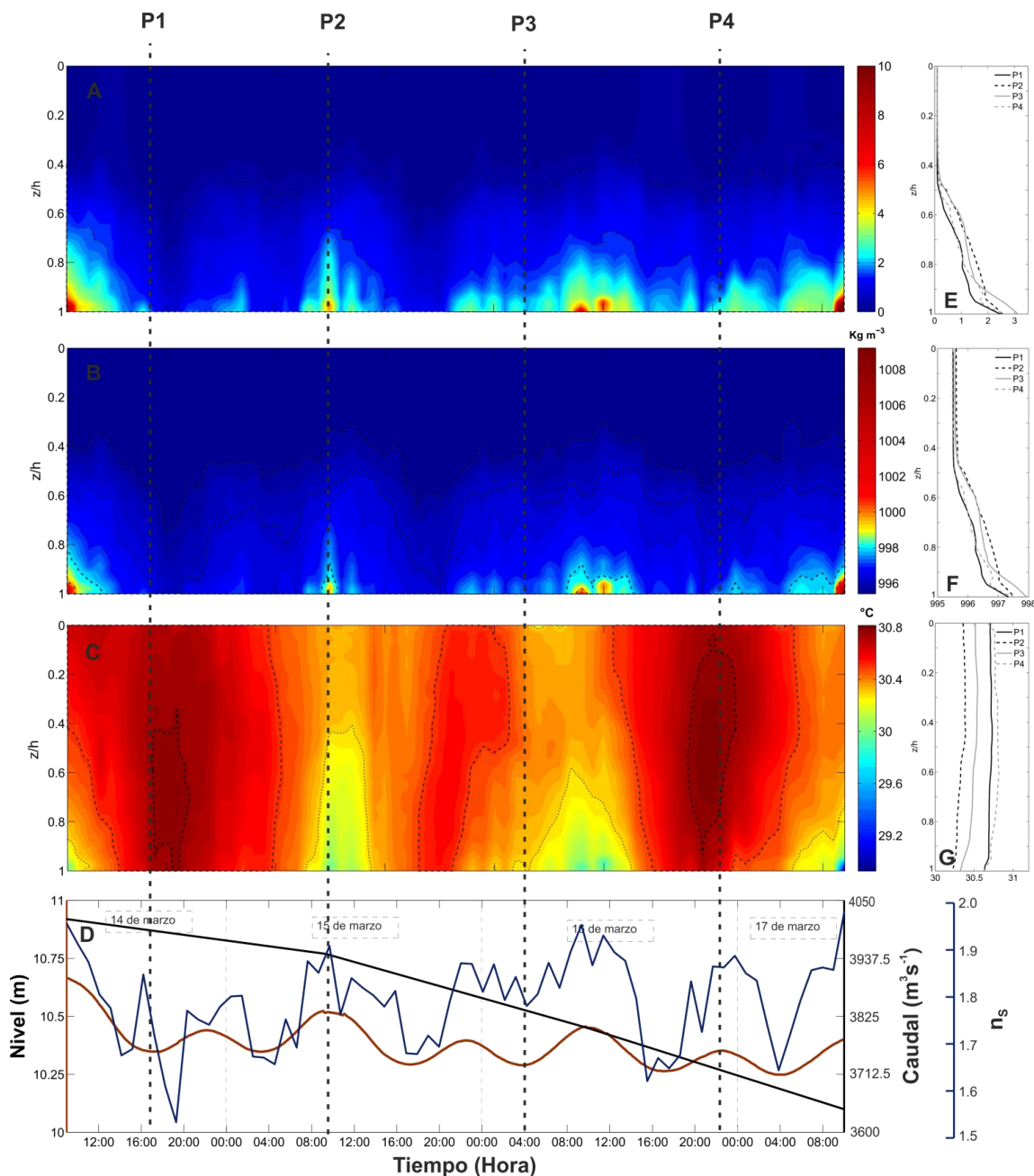


Figura 4. A) Contorno de Salinidad; B) Contorno de Densidad; C) Contorno de Temperatura; D) Gráfico de forzadores: Marea (línea naranja), Caudal (línea negra) y Parámetro de estratificación (línea azul); E) Perfiles de Salinidad en los puntos señalados (P1, P2, P3 y P4); F) Perfiles de Densidad en los puntos señalados y, G) Perfiles de Temperatura en los puntos señalados.

La densidad por su parte también incrementó con la profundidad, presentando valores medios de $995.59 \text{ kg m}^{-3} \pm 0.05 \text{ kg m}^{-3}$ en la capa superficial, $996.01 \text{ kg m}^{-3} \pm 0.33 \text{ kg m}^{-3}$ y $996.99 \text{ kg m}^{-3} \pm 0.97 \text{ kg m}^{-3}$, con variaciones de 995.49 kg m^{-3} a $1009.20 \text{ kg m}^{-3}$. Las densidades mayores a 998 kg m^{-3} se registraron en las pleamares diurnas. Mientras, la isopícnica de 996 kg m^{-3} se extendió hasta los últimos 60% de altura desde el fondo en pleamares diurnas y aproximadamente los últimos 40% en bajamares en los dos primeros días de mediciones. Sin embargo, esta misma isopícnica para los días 3 y 4 de mediciones no presentó variación con respecto a las oscilaciones de la marea (Figura 4C). Por otra parte, los perfiles verticales de densidad en los puntos P1, P2, P3 y P4 presentaron un incremento bien definido hacia el fondo de la columna de agua. Este gradiente fue mayor en la pleamar diurna (P2) (Figura 4F). Por último, los resultados de la temperatura mostraron un incremento hacia la capa media de la columna de agua en bajamares y un decrecimiento con la profundidad en pleamares diurnas, presentando valores medios de $30.54 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en la capa superficial, $30.52 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en la capa media y $30.42 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ en la capa de fondo (Figura 4C). Por otra parte, los perfiles verticales de los P1, P2, P3 y P4 mostraron una disminución de la temperatura hacia el fondo de la columna de agua (Figura 4G).

5.2 Propiedades texturales de los sedimentos

De acuerdo con los indicadores del tamaño medio de partículas, los sedimentos suspendidos en la desembocadura del río Magdalena durante el tiempo de medición correspondieron a 15.7% arenas (-1.00ϕ a 4.00ϕ) y el 84.3% limos (4.00ϕ a 8.00ϕ) (Figura 5A). De acuerdo con la clasificación establecida por Udden (1914) y Wentworth (1922) los tamaños encontrados en la desembocadura del río Magdalena corresponden a arenas finas (2.00ϕ a 3.00ϕ), arenas muy finas (3.00ϕ a 4.00ϕ), limos gruesos (4.00ϕ a 5.00ϕ), limos medios (5.00ϕ a 6.00ϕ) y limos finos (1.00ϕ a 4.00ϕ). Los limos predominaron en gran parte de la columna de agua durante el tiempo de medición, excepto en las pleamares diurnas y bajamares de los dos primeros días, y en la pleamar nocturna y bajamar del día 3 y 4 de medición, respectivamente. En estos momentos los limos alcanzaron aproximadamente los primeros 60% de altura de la columna de agua, mientras que en los demás momentos alcanzó hasta el 100% de altura de la columna de agua, excluyendo la presencia de las arenas (Figura 5A). Por su parte, los perfiles verticales de tamaño medio en el P1, P2, P3 y P4 mostraron un incremento bien definido hacia el fondo de la columna de agua. Sin embargo, el P1 correspondiente a bajamar del día 1 presentó un notable incremento de este parámetro en los primeros 7% de altura de la columna de agua cercanos al mismo orden de magnitud a los valores registrados en el fondo (3.3ϕ) (Figura 5E). Así mismo, empleando el índice de clasificación se encontró que el 39.5% de los valores obtenidos estuvieron pobremente clasificados (1.00ϕ a 2.00ϕ) y el 60.4% muy pobremente clasificados (2.00ϕ a 4.00ϕ) (Figura 5B). Los sedimentos pobremente clasificados prevalecieron en la capa superficial y capa de fondo en pleamares nocturnas y bajamares, y en toda la columna de agua en dos momentos: I) pleamar nocturna del día 1, y II) la segunda bajamar del día 2 de medición.

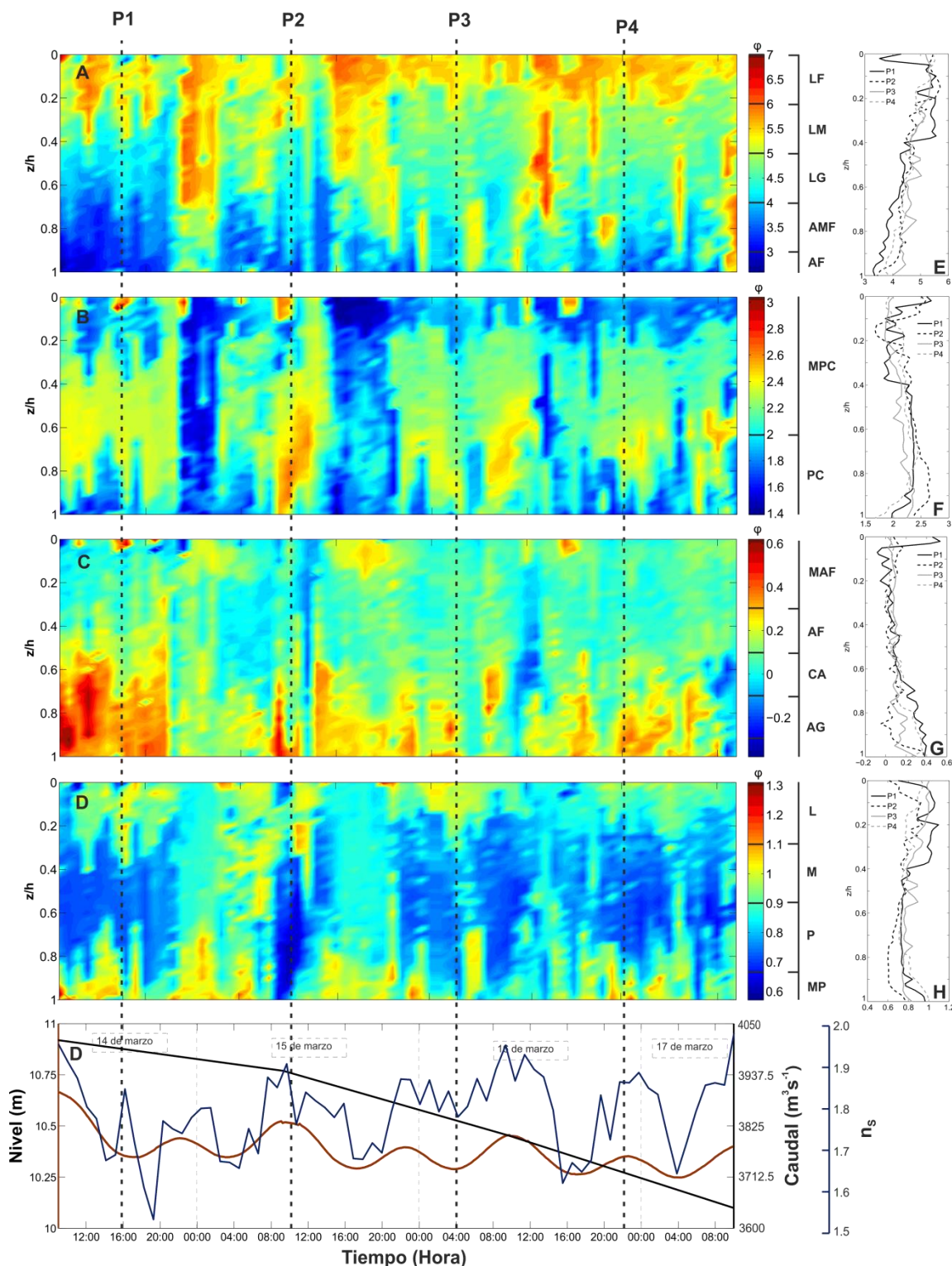


Figura 5. Parámetros estadísticos mediante el método de Folk y Ward (1957): A) Tamaño medio (AF- Arenas finas; AMF- Arenas muy finas; LG- Limos gruesos; LM- Limos medios y LF-Limos finos); B) Clasificación (PC- Pobrementemente clasificado y MPC- Muy pobrementemente clasificado); C) Asimetría (AG- Asimétrico hacia gruesos; CA- Casi asimétrico; AF – Asimétrico hacia finos y MAF- Muy asimétrico hacia finos); D) Kurtosis (MP- Muy plasticúrticos; P- Plasticúrticos; M- Mesocúrtico y L- Leptocúrtico). E) Perfiles verticales de tamaño medio; F) Perfiles verticales de clasificación; G) Perfiles verticales de asimetría, y H) Perfiles verticales de kurtosis.

Respecto a la asimetría de las distribuciones de frecuencia, este índice adopta valores positivos en gran parte de la columna de agua durante el tiempo de medición, especialmente en la capa de fondo donde el 10.7% de los sedimentos medidos tienden a ser muy asimétrico hacia los finos ($>+0.35 \phi$), mostrando así una proximidad de la media a los tamaños más finos mayor que la mediana y una variación de la energía cinética media desplazada hacia los valores más bajos. Por su parte, el 37.4% de los sedimentos presentaron asimetría hacia los finos ($+0.30 \phi$ a $+0.10 \phi$); el 49.5% presentó asimetría (-1.00ϕ a 1.00ϕ) en gran parte de la capa media y capa superficial, reflejando así la falta de oblicuidad. La distribución restante (2.4%) presentó asimetría hacia los gruesos (-0.10ϕ y -0.30ϕ), ubicados en la capa media y superficial con muy poca presencia a lo largo de la columna de agua (Figura 5C). Los cambios de este parámetro a través de la columna de agua son mejor visualizados en los perfiles verticales. Allí se observa que el perfil 1 (P1) sufre un cambio brusco en los primeros 10% de profundidad de la columna de agua, pasando de MAF a ser CA (Figura 5G). Finalmente, los indicadores de la kurtosis presentaron una clasificación de 1.4 % muy plasticúrticos ($<67 \phi$), 66 % en plasticúrtico (0.67ϕ a 0.90ϕ), 32.2 % como mesocúrtico (0.90ϕ a 1.11ϕ) y el 0.4 % restante como leptocúrtico (1.11ϕ a 1.50ϕ) (Figura 5D). Los perfiles verticales del parámetro Kurtosis presentaron el mismo comportamiento, mostrando perfiles en forma de s al revés (Figura 5H).

La relación entre el Tamaño medio de partículas y la Selección de los sedimentos mostró un gran grupo conformados por arenas (-1ϕ a 4ϕ) y limos (4ϕ a 8ϕ) pobremente y muy pobremente seleccionados (Figura 6A). La Asimetría y Kurtosis mostró un agrupamiento, en el cual se encontró que la mayoría de las muestras se clasificaron como simétricas y simétrica hacia los finos con una kurtosis de mesocúrtica a plasticúrtica. Además, se presentó un grupo de muestras con poca presencia muy asimétricas hacia los finos, asimétricas hacia los gruesos y muy asimétricas hacia los gruesos con kurtosis de mesocúrtica a plasticúrtica (Figura 6B). Mientras que la relación entre asimetría y selección mostró un gran agrupamiento, donde se encontró que la mayoría de las muestras se clasificaron como simétricas y muy asimétricas hacia los finos pobremente y muy pobremente seleccionados. También se encontró un grupo de muestras con poca presencia muy asimétricas hacia los finos, asimétricas hacia los gruesos y muy asimétricas hacia los gruesos pobremente y muy pobremente seleccionados (Figura 6C).

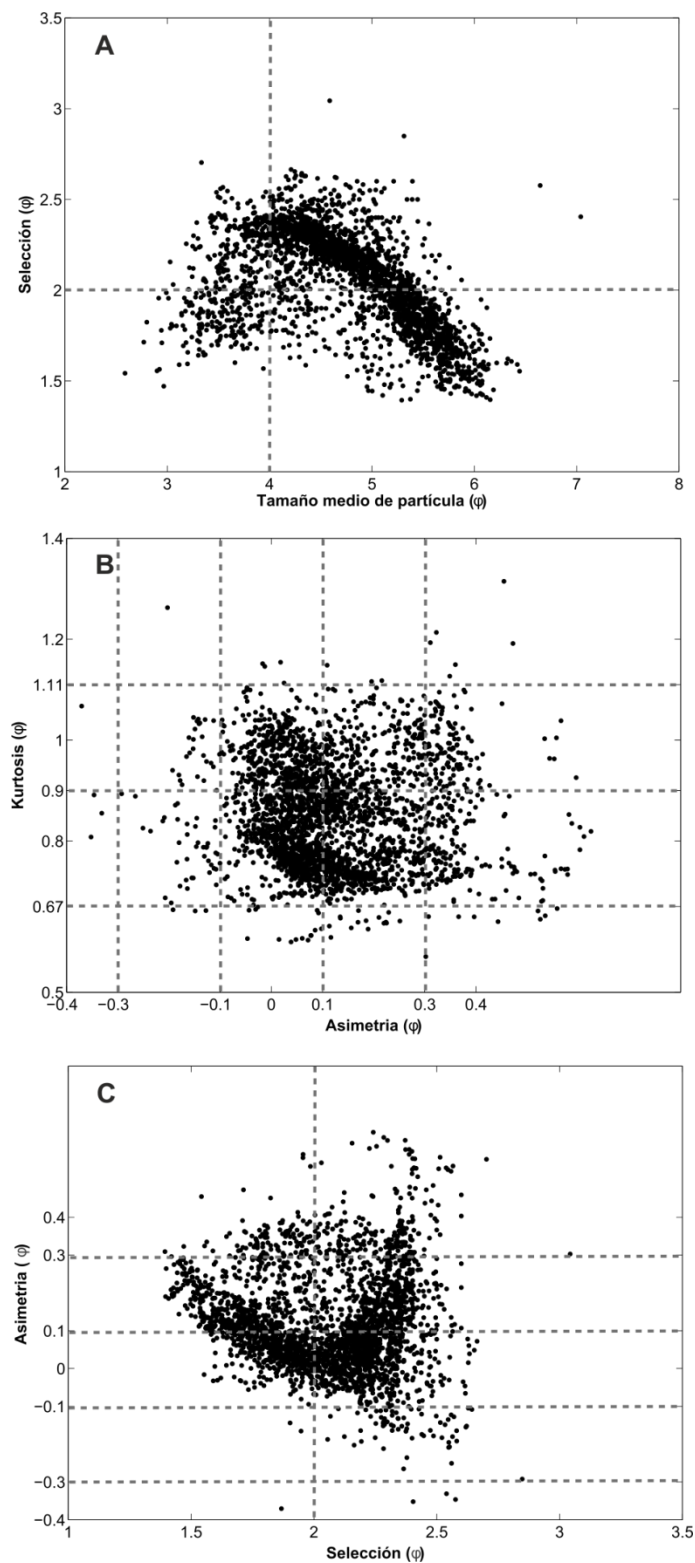


Figura 6. Gráficas bivariantes entre a) tamaño medio de partícula y selección, b) asimetría y kurtosis, c) selección y asimetría.

5.3 Concentración de sedimentos en suspensión

La totalidad de las concentraciones de los sedimentos gruesos medidos en cada perfil resultó ser superiores a la totalidad de las concentraciones de los sedimentos finos en las primeras 12 horas de mediciones, alcanzando valores superiores de hasta $5.200 \mu\text{L L}^{-1}$. Las mediciones realizadas después de las primeras 12 horas mostraron concentraciones mayores de sedimentos finos. Sin embargo, ambas concentraciones de sedimentos (fracción fina y fracción gruesa) presentaron una disminución de aproximadamente $2.000 \mu\text{L L}^{-1}$ (Figura 7A). Las máximas concentraciones de sedimentos finos a lo largo de la columna de agua predominaron en la capa superficial, alcanzando aproximadamente $18 \mu\text{L L}^{-1}$. No obstante, estos sedimentos tuvieron mayor presencia en la capa de fondo hasta alcanzar los $10 \mu\text{L L}^{-1}$ (Figura 7B). Los sedimentos gruesos por su parte, expresaron un mayor rango de concentración en la capa de fondo (aproximadamente $21 \mu\text{L L}^{-1}$), mayor que las observadas en la capa superficial (Figura 7C).

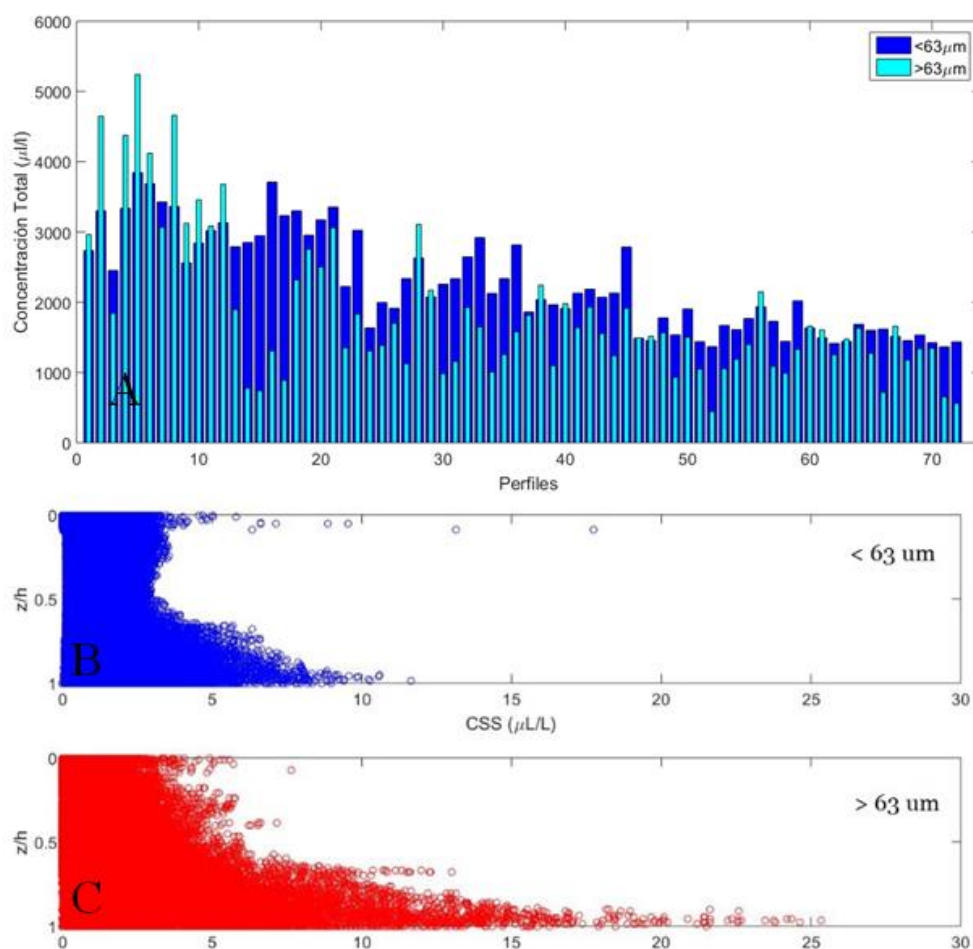


Figura 7. A) Histograma de la fracción fina (color azul) y fracción gruesa (color cyan). Distribución de las concentraciones de sedimentos en la columna de agua: B) Fracción fina y C) Fracción gruesa.

Por otra parte, los valores de concentración de sedimentos, expresados en Volumen de Concentración (VC) presentaron una variación comprendida entre $42 \mu\text{L L}^{-1}$ y $270 \mu\text{L L}^{-1}$. Las mayores concentraciones ($130 \mu\text{L L}^{-1}$ y $270 \mu\text{L L}^{-1}$) se registraron en la capa de fondo en diferentes momentos: marea saliente y en las bajamares del día 1. Estas concentraciones alcanzaron hasta el último 40 % de altura de la columna de agua (Figura 11A). Los perfiles verticales de la concentración en los puntos P2, P3 y P4 presentaron el mismo comportamiento, mostrando un leve incremento con la profundidad. Sin embargo, el P1 mostró un incremento seguido de una disminución de la concentración en la capa de fondo (Figura 11F).

5.4 Distribución de tamaño y floculación

Las distribuciones de tamaño de partículas medidas por el LISST-200X mostraron una clara variación a lo largo del ciclo de marea que igualmente se vieron reflejados en toda la columna de agua. Durante la marea entrante y marea saliente de las pleamares diurnas correspondientes a los 2 primeros días de medición, se observaron picos a altas distribuciones de tamaño (diámetro medio de partícula alto) y altos VC. A partir de los 2 días de mediciones, no se observó variabilidad tanto del diámetro medio como del VC. Este mismo comportamiento se presentó en toda la columna de agua (Figura 8). No obstante, las magnitudes en la concentración aumentaron en la columna de agua desde la capa superficial hacia el fondo. Las concentraciones máximas en la capa superficial, capa media y fondo fueron de aproximadamente $5 \mu\text{L L}^{-1}$, $6 \mu\text{L L}^{-1}$ y $9.8 \mu\text{L L}^{-1}$, respectivamente (Figura 8A, B, C, D, E, F). Estos máximos de concentración se presentaron en tamaños de partículas mayores a $100 \mu\text{m}$. Así mismo, se analizaron las distribuciones de tamaño en gráficos de barras ajustados con la función Gaussiana. Se analizaron 4 momentos de interés teniendo en cuenta la marea, los cuales han sido los mismos durante la presente investigación (P1, P2, P3 y P4) (Figura 4 y 5). En bajamar (P1 y P3) se pudo observar que el ajuste Gaussiano tiende hacia los sedimentos finos en la capa superficial y hacia los sedimentos gruesos en el fondo de la columna de agua (Figura 9A y C). Mientras que, en pleamar (P2 y P4) se observaron disminución en el VC, y los ajustes Gaussiano mostraron una tendencia hacia los sedimentos finos en la capa superficial de la columna de agua, sin embargo, las distribuciones del fondo no se ajustaron a la función Gaussiana debido a que fueron de carácter bi-modal. Es decir, presentaron tendencia hacia la fracción fina y la fracción gruesa (Figura 9B y D).

Por otra parte, el % de MO presentó valores mínimos de 10%, 12% y 7% en la capa superficial, capa media y fondo, respectivamente. Y valores máximos de 40%, 28% y 43% en la capa superficial, capa media y fondo, respectivamente (Figura 10). Este parámetro no mostró tendencia con la marea durante el tiempo de la campaña de campo.

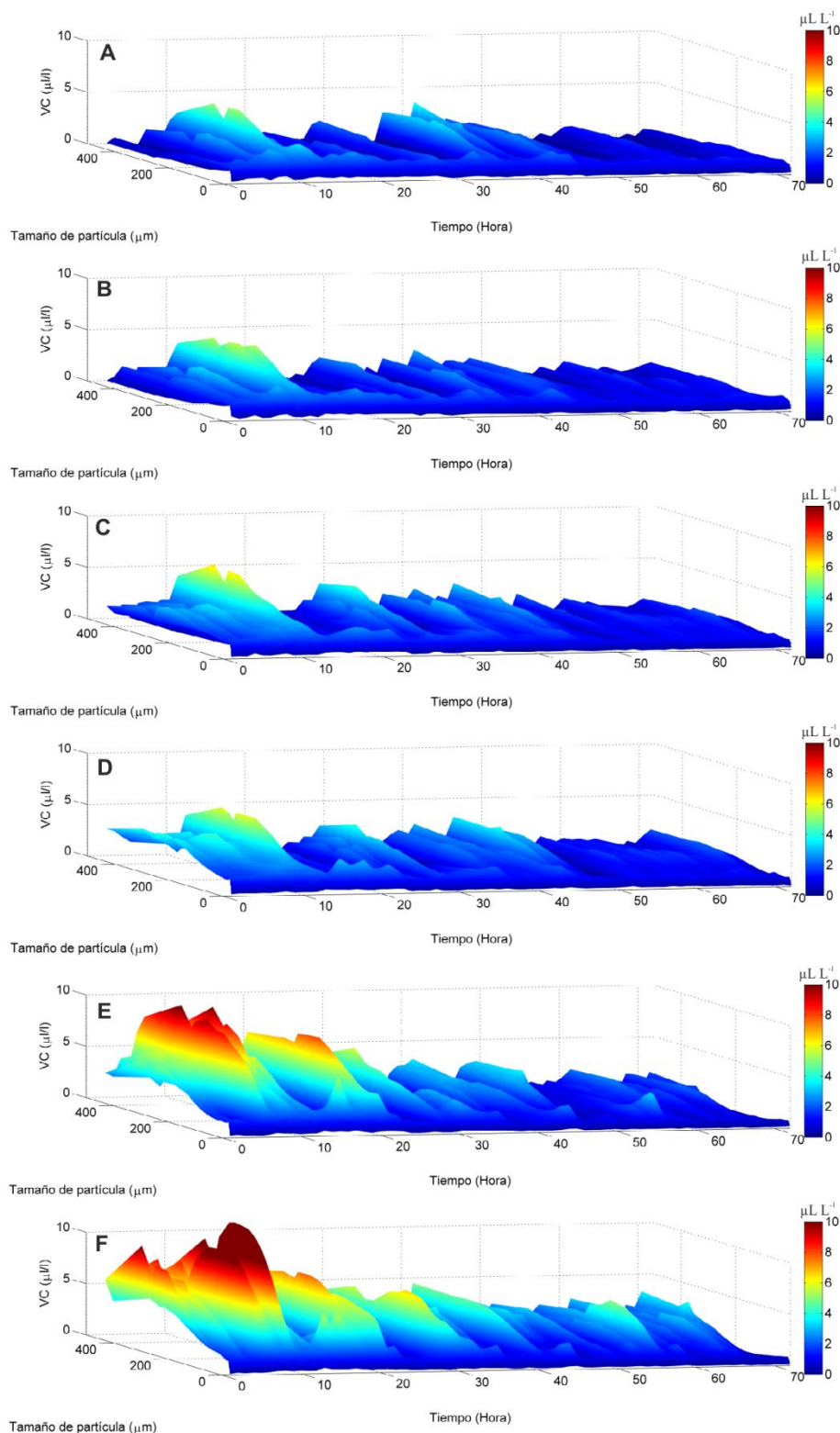


Figura 8. VC por clase de tamaño de partículas (representada por la media de cada clase de tamaño) durante la campaña de monitoreo. A y B) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en la capa superficial; C y D) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en la capa media y, E y F) Distribución de tamaño a lo largo del tiempo de medición en el fondo. La barra de colores indica VC en ($\mu\text{L L}^{-1}$).

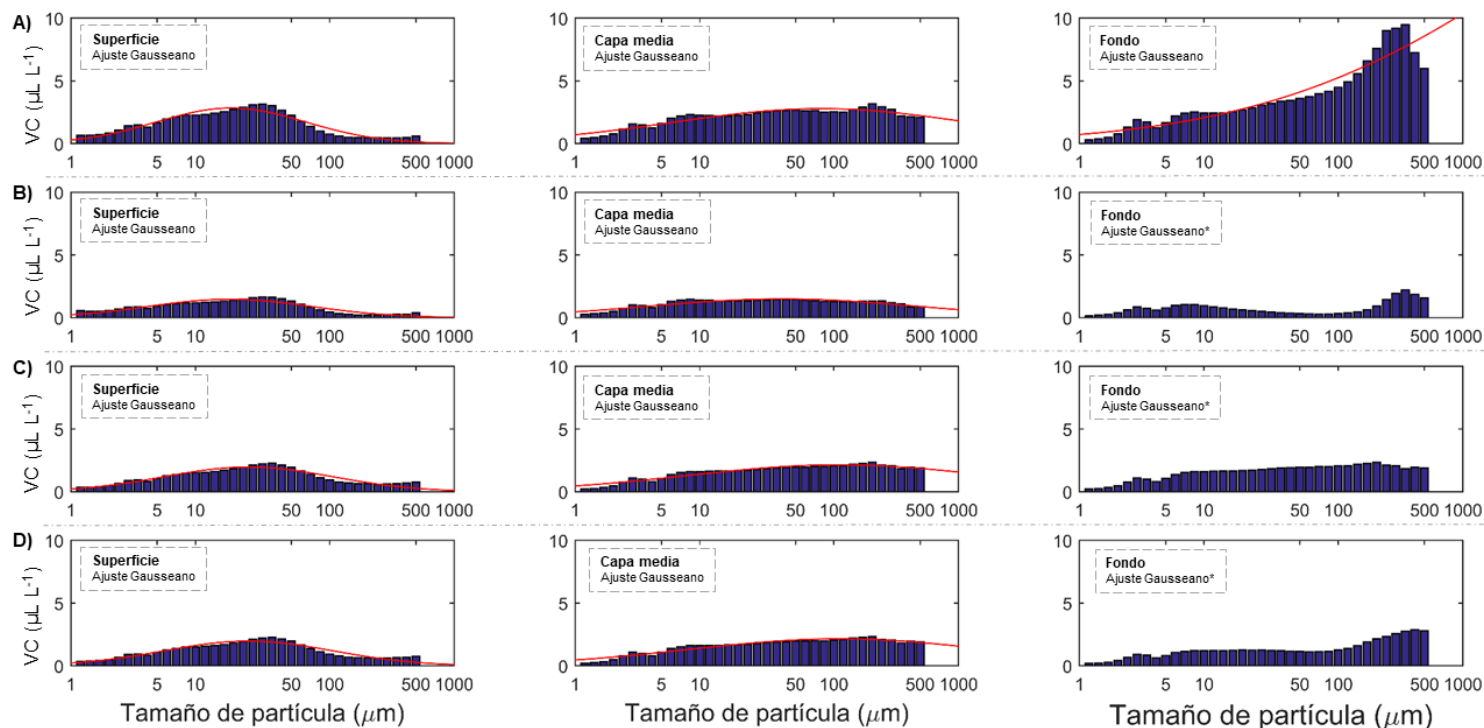


Figura 9. Distribución de tamaño de partículas. A) Perfil 8. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. B) Perfil 25. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. C) Perfil 43. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo y. D) Perfil 60. Distribución en la capa superficial, capa media y capa de fondo. La línea roja es el ajuste Gaussiano. * No se ajustan a la función Gaussiana.

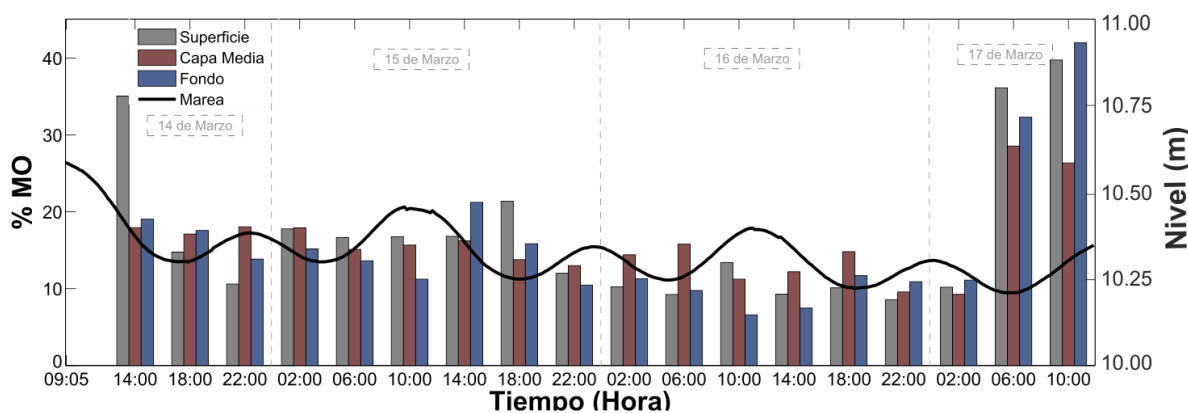


Figura 10. % de MO estimados en la capa superficial, capa media y fondo. La línea negra indica las oscilaciones de la marea durante el tiempo de duración de la campaña de campo.

4.5 Densidad Efectiva y Velocidad de Sedimentación

La densidad efectiva de los sedimentos presentó un valor mínimo de 995 kg m^{-3} y máximo de $1,010 \text{ kg m}^{-3}$, con una media de $996.24 \pm 0.70 \text{ kg m}^{-3}$. Aproximadamente el 98% de los valores obtenidos se encontraron entre 995 kg m^{-3} y 999 kg m^{-3} . Los valores superiores a la media se presentaron parcialmente en la capa media y en toda la capa de fondo (Figura 11B). La densidad efectiva de los sedimentos presentó una notable variabilidad con las

oscilaciones de la marea, haciéndose mayor en las pleamares diurnas y alcanzando hasta los últimos 20% de altura de la columna de agua. Una mejor representación de la variabilidad de este parámetro en la columna de agua se observa con claridad en el perfil vertical P2 (Figura 11G).

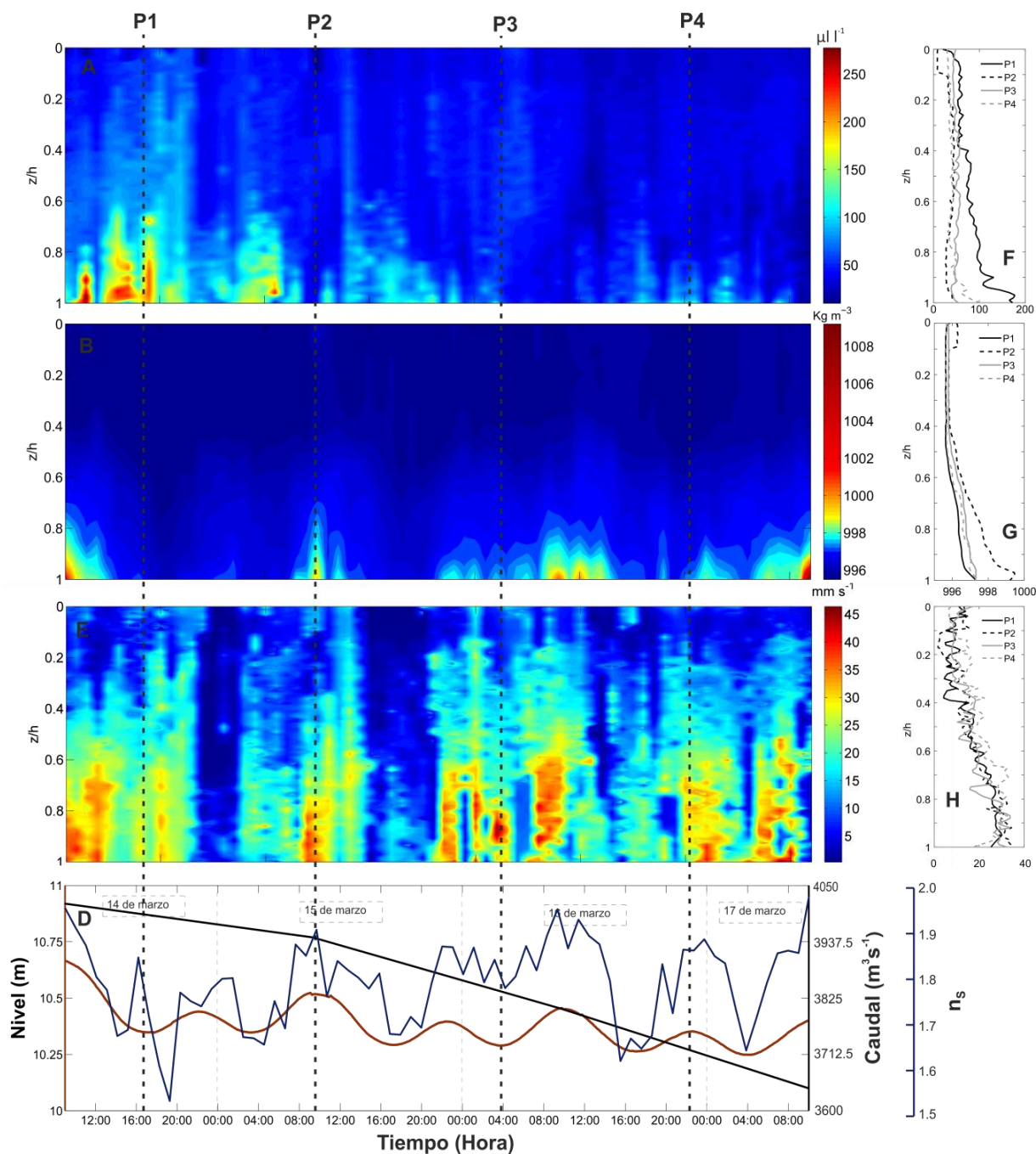


Figura 11. A) Volumen de concentración a lo largo del tiempo de medición en toda la columna de agua. B) Densidad efectiva de las partículas. C) Velocidad de sedimentación en el tiempo y a través de la columna de agua y, D) Forzadores.

Por otro lado, la velocidad de sedimentación presentó variaciones comprendidas entre 0.2 mm s^{-1} a 46 mm s^{-1} , con una media de $14.79 \text{ mm s}^{-1} \pm 9.40$. Las velocidades de sedimentación comprendidas entre 0 mm s^{-1} y 25 mm s^{-1} tuvieron mayor predominancia a lo largo de la columna de agua durante el tiempo de medición. Las partículas sedimentaron con mayores velocidades (25 mm s^{-1} a 46 mm s^{-1}) en la capa media y capa de fondo en las pleamares. (Figura 11C). Los perfiles verticales de este parámetro tuvieron forma de s, con gran variabilidad en toda la columna de agua, mostrando las velocidades de sedimentación mínimas (aproximadamente 4 mm s^{-1}) entre el 20% y el 40% de altura en la columna de agua desde la superficie, y máximas en la capa de fondo (hasta 38 mm s^{-1}) (Figura 11H).

6. Discusión

6.1 Propiedades texturales de los sedimentos

Los parámetros texturales de los sedimentos estuvieron influenciados por la marea, mostrando gran variabilidad temporalmente a lo largo de la columna de agua. De acuerdo con la clasificación hecha por Folk y Ward, (1957) se pudo establecer que los sedimentos presentes en el estuario del río Magdalena son bimodal, conformados por 15.7 % de arenas y el 84.3 % restante limos. Estos valores fueron superiores a los encontrados en el estuario del río Yangtze (Zhua *et al.*, 2011). Las arenas prevalecieron en la capa de fondo, alcanzando la capa media en la pleamar diurna, donde la penetración de la cuña salina se hace más fuerte. Por su parte, los limos abarcan toda la columna de agua en las pleamares (Figura 1A). El Sorting mostró que el 39.5% de los sedimentos estuvieron pobremente clasificados y el 60.4% muy pobremente clasificados (Figura 5B); de acuerdo con Alcántara-Carrió (2001) y Sahu (1964) este parámetro también indica las oscilaciones de la energía cinética en el ambiente sedimentario respecto a su valor medio. Los sedimentos pobremente clasificados prevalecieron en la capa superficial y capa de fondo, alcanzando casi la totalidad de la columna de agua en las bajamares. Mientras que los sedimentos muy pobremente clasificados prevalecieron en la capa media, excepto en las bajamares, y abarcaron toda la columna de agua en las pleamares. De acuerdo con el índice de Skewness, este adoptó valores positivos en gran parte de la columna de agua durante el tiempo de medición, especialmente en la capa de fondo y en las pleamares, donde el 10.7% de los sedimentos medidos tendieron a ser muy asimétrico hacia los finos, mostrando así una proximidad de la media a los tamaños más finos mayor que la mediana, y una variación de la energía cinética media desplazada hacia los tamaños más finos. Mientras que el 37.4% de los sedimentos presentaron asimetría hacia los finos; el 49.5% presentó asimetría en gran parte de la capa media y capa superficial, reflejando así la falta de oblicuidad. La distribución restante (2.4%), presentó asimetría hacia los gruesos, ubicados en la capa superficial y capa media, ambas en las pleamares diurnas, las cuales presentan las mayores oscilaciones (Figura 1C). Esto último demuestra que solo el 2.4 % de la energía cinética presente es inducida por los tamaños más gruesos de partículas. De acuerdo con los indicadores de la kurtosis, los valores obtenidos se clasifican como: 1.4 % muy plasticúrticos, 66 % en plasticúrtico, 32.2 % como mesocúrtico y el 0.4 % restante como leptocúrtico. Aproximadamente el 84% de las muestras son de curvas angulosas (Kurtosis > 1), mientras que el 16 % restante muestran curvas achatadas. De acuerdo con Corrales *et al.*, (1977) las muestras con curvas angulosas (Kurtosis > 1) indican que las oscilaciones de

la energía cinética media se reducen al 50 % durante un tiempo determinado, mientras que las muestras con curvas achatadas indican que la energía cinética media supera el 50 % al transcurrir el tiempo.

Por otra parte, los gráficos de dispersión bivariadas de los parámetros de tamaño de partículas han demostrado ser muy útiles para identificar la distribución de los sedimentos mediante los parámetros estadísticos de mean, sorting, skewness y kurtosis (Folk y Ward, 1957; Alsharhan y El-Sammak, 2004; Rajganapathi *et al.*, 2012). El tamaño medio de partículas vs sorting mostró un gran grupo conformados por arenas y limos pobremente y muy pobremente seleccionados (Figura 2A). Estas muestras dan como resultado que el carácter de clasificación de los sedimentos disminuyó con el aumento del tamaño de partículas. Por otro lado, la relación entre skewness y kurtosis mostró un agrupamiento, donde la mayoría de las muestras se clasificaron como simétricas y simétrica hacia los finos con una kurtosis de mesocúrtica a plasticúrtica. Además, se presentó un grupo de muestras con poca presencia muy asimétricas hacia los finos, asimétricas hacia los gruesos y muy asimétricas hacia los gruesos con kurtosis de mesocúrtica a plasticúrtica (Figura 2B). La relación entre asimetría y selección mostró un gran agrupamiento, donde se encontró que la mayoría de las muestras se clasificaron como simétricas y muy asimétricas hacia los finos pobremente y muy pobremente seleccionados. También se encontró un grupo de muestras con poca presencia clasificadas como muy asimétricas hacia los finos, asimétricas hacia los gruesos y muy asimétricas hacia los gruesos, pobremente y muy pobremente seleccionados (Figura 2C). Estas diferencias indican que el río Magdalena transporta en su mayoría sedimentos finos pobremente y muy pobremente seleccionados.

6.2 Concentración de sedimentos en suspensión

La concentración de sedimentos en suspensión (expresadas en VC) presentó gran variabilidad durante los 2 primeros días de medición. Se observó una ZMT con concentraciones de sedimentos comprendidas entre $100 \mu\text{L L}^{-1}$ y $270 \mu\text{L L}^{-1}$ en la capa media y fondo de la columna de agua en refluo, bajamar y marea entrante. Esta ZMT fue reportada por Restrepo *et al.* (2018) para la misma época climática. Mientras que las concentraciones más bajas ($< 100 \mu\text{L l}^{-1}$) fueron más homogéneas en el resto de la columna de agua [Figura 6A]. De igual manera, se pudo observar que la ZMT se presentó en los momentos que aumentó el tamaño de las partículas (a partir de 4.2ϕ), es decir cuando alcanza la fracción gruesa. Algo similar se observó en la plataforma del Amazona y el estuario del río Yangtze (Berhane *et al.*, 1997; Guo *et al.*, 2017). También, se pudo observar que la ZMT prevaleció con el ingreso de la cuña salina a partir de salinidades superiores a 3 durante los 2 primeros días de medición. Dicha ZMT puede estar asociada a los procesos de floculación. De acuerdo con Mhashhash (2018) se ha observado floculación de sedimentos en suspensión en esta zona. Las altas concentraciones de sedimentos en la ZMT pueden estar asociadas a: I) Los procesos de floculación se potencian debido a las mayores concentraciones de partículas (Nichols 1984; Lang *et al.* 1989; Lick *et al.* 1993) y II). Debido a los procesos de floculación de los sedimentos, se forman agregados más grandes, que tienen una alta velocidad de sedimentación. Bajo condiciones cambiantes de cizallamiento, estos agregados tienden a descomponerse una vez que llegan a la cama del

estuario. También se resuspenden fácilmente en la columna de agua, que forma parte de la ZMT (Gebhardt *et al.* 2005).

6.3 Distribución de tamaño y floculación

La diferencia entre las distribuciones de frecuencia de tamaño de partícula son un indicador importante de la aparición de la floculación en el agua (Mikkelsen y Pejrup, 2000). En nuestra área de estudio, el tamaño de partícula estuvo dominado por partículas finas y partículas gruesas. Las diferencias entre las dos distribuciones de frecuencia de tamaño proporcionan las evidencias de la presencia de *flócs* en el estuario del río Magdalena. Se han observado resultados similares en el Estuario de Jiulong (Wang *et al.*, 2013) y Estuario del río Minjiang (Li *et al.*, 2017), donde se encontró que las diferencias entre distribuciones también indican la presencia de floculación. La distribución de tamaño presentó una marcada variabilidad vertical, influenciada por los ciclos de marea. El tamaño de las partículas aumentó a lo largo de la columna de agua desde la capa superficial hasta el fondo en marea entrante y saliente correspondientes a los dos primeros días de medición. Resultados similares fueron reportados para el Estuario del río Yangtze (Guo *et al.*, 2017), donde los perfiles verticales del tamaño medio de los *flócs* mostraron diferencias en toda la columna de agua asociadas a las fases de la marea. Dicha variabilidad en la columna de agua también fue identificada en el Estuario del río Minjiang (Li *et al.*, 2017). No obstante, en este estudio no se tuvo en cuenta las oscilaciones de la marea.

Por otra parte, y teniendo en cuenta el alto contenido de MO que presenta el estuario del río Magdalena aumentan la probabilidad hasta un 100% de la prevalencia de los procesos de floculación en el área de estudio.

6.4 Densidad efectiva y velocidad de sedimentación

La densidad efectiva de los sedimentos presentó un valor mínimo de 995 kg m^{-3} y máximo de $1,010 \text{ kg m}^{-3}$, con una media de $996.24 \pm 0.70 \text{ kg m}^{-3}$. Aproximadamente el 98% de los valores obtenidos se encontraron entre 995 kg m^{-3} y 999 kg m^{-3} . Los valores superiores a la media se presentaron parcialmente en la capa media y en toda la capa de fondo (Figura 11B). Este parámetro presentó variación con respecto a las oscilaciones de la marea. Los sedimentos más densos ($>1000 \text{ kg m}^{-3}$) se localizaron en la capa de fondo en las pleamares diurnas. Además, la densidad efectiva fue directamente proporcional al tamaño de partículas, es decir, aumentó a medida que el tamaño de partículas incrementaba. Sin embargo, estudios han documentado que estos dos parámetros son inversamente proporcionales (Guo *et al.* 2017). Teniendo en cuenta los resultados de MO se observa el alto contenido de este parámetro en todas las mediciones realizadas a lo largo de la columna de agua, lo que da una idea de la alta disponibilidad de MO, el cual puede influenciar en gran manera la formación de los *flocs* (Droppo *et al.*, 1997; Droppo, 2001; Mosley *et al.*, 2003). De lo anterior, es posible establecer que los *flocs* encontrados en la desembocadura del río Magdalena se generen a partir de la relación mineral-orgánico, formando *flocs* fuertes, más estables y con baja porosidad. Lo que les permitiría obtener una densidad efectiva mucho mayor que las partículas primarias y los *microflocs*.

Por otro lado, la velocidad de sedimentación varió de 0.2 mm s^{-1} a 46 mm s^{-1} , con una media de $14.79 \text{ mm s}^{-1} \pm 9.40$. Este parámetro presentó una clara variación con respecto al

ciclo de marea (Schwarz *et al.*, 2017). Los sedimentos de la capa media y la capa de fondo presentaron mayor velocidad de asentamiento ($> 20 \text{ mm s}^{-1}$) en las pleamares, alrededor de los máximos de inundación y reflujo, donde los tamaños de partícula son mayores (Figura 11C). Estos valores muestran que los sedimentos del estuario del río Magdalena sedimentan con mayor velocidad que los sedimentos del estuario del río Yangtze (Guo *et al.*, 2017), que muchos estuarios del Norte de Europa (Soulsby *et al.*, 2013), y de muchos estudios donde se ha establecido que las velocidades de asentamiento de los *microflocs* son menores a 1 mm s^{-1} (Lafite, 2001). Mientras que las velocidades que experimental los *macroflocs* se encuentran entre 1 y 15 mm s^{-1} (Manning y Dyer 1999; Whitehouse *et al.* 2000; Lafite 2001; Manning 2001; Manning 2004a; Manning y Dyer 2007; Manning *et al.* 2010b; Manning y Schoellhamer 2013; Manning *et al.* 2013; Soulsby *et al.* 2013; Mehta 2014).

De igual manera, se determinó que las partículas con mayor tamaño sedimentan a mayor velocidad (Figura 12A), tal como se ha documentado en diferentes estudios (Manning y Dyer, 2007; Tan *et al.*, 2012; Manning y Schoellhamer, 2013; Markussen y Andersen, 2013; Soulsby *et al.*, 2013; Guo *et al.*, 2017; Many *et al.* 2019). De acuerdo con lo anterior, Hill (1998) argumenta que la densidad y la porosidad de los *flocs* varían de acuerdo al tamaño, por tanto, a medida que el tamaño de partícula aumenta, la relación área/volumen disminuye. Por ende, la variación de la velocidad de sedimentación se debe a que la porosidad y la permeabilidad aumentan con el aumento del tamaño de los *flocs*, lo que provoca un mayor flujo progresivo y una fuerza de arrastre relativamente menor para los *flocs* más grandes durante la sedimentación (Huang, 1993).

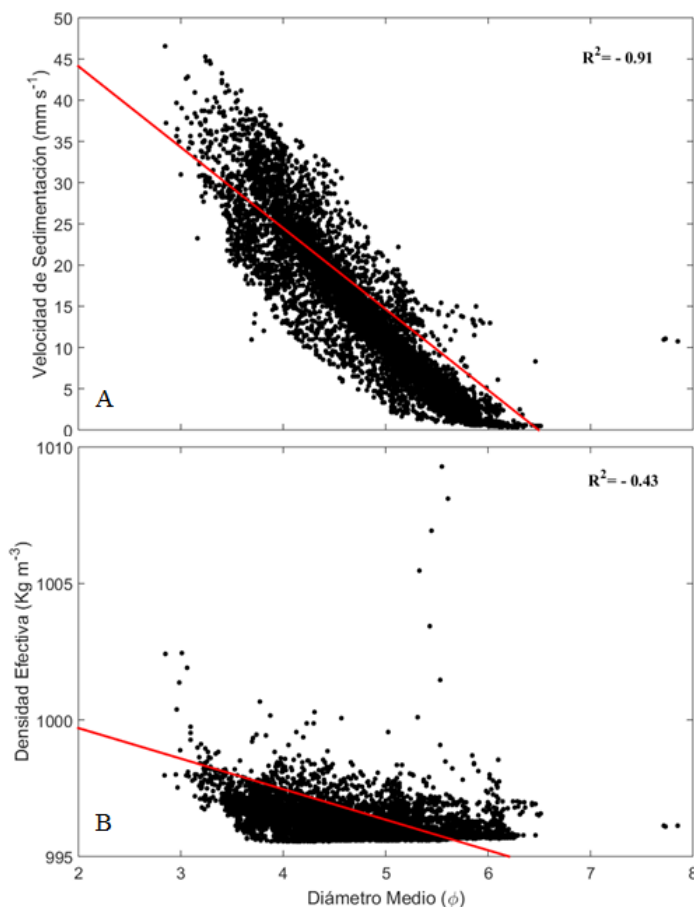


Figura 12. A) Gráfico de diámetro de partículas vs velocidad de sedimentación y B) Diámetro de partículas vs densidad efectiva de los sedimentos.

7. CONCLUSIONES

Los parámetros estuarinos estuvieron influenciados por los ciclos de marea. La salinidad y la densidad aumentaron desde la capa superficial al fondo de la columna de agua en las pleamares. Mientras que la temperatura fue menor en la capa de fondo durante las pleamares diurnas. Por su parte, el parámetro de estratificación mostró un sistema estratificado durante todo el tiempo de medición.

Las propiedades texturales de los sedimentos, la concentración, la densidad efectiva y la velocidad de sedimentación presentaron variaciones durante el todo tiempo de medición y a través de la columna de agua. Dicha variación se vio directamente influenciada por las oscilaciones de la marea.

El VC mostró la formación de una ZMT ($>100 \mu\text{L L}^{-1}$) ubicada en el fondo durante la marea saliente y bajamares de los dos primeros días de medición. La aparición de esta ZMT se vio más influenciada por las variaciones en el caudal y las oscilaciones de la marea. Esta formación se encuentra asociada al aumento del tamaño de las partículas, por lo que los procesos de floculación juegan un papel importante. De acuerdo con la abundancia de MO,

es probable que los procesos de floculación se encuentren dominados por la relación de mineral-orgánica.

La distribución de tamaño de partículas mostró un sistema dominado por los sedimentos finos en la superficie y capa media, y bi-modal en el fondo durante las bajamares. Mientras que en pleamares la distribución de tamaño del fondo tiende hacia los sedimentos gruesos. Estas diferencias en la distribución de tamaño garantizan la existencia de los procesos de floculación.

8. REFERENCIAS

- Agrawal, Y.C., Pottsmith, H.C., 2000. Instruments for particle size and settling velocity observations in sediment transport. *Marine Geology* 168, 89–114.
- Agrawal, Y.C., Whitmire, A., Mikkelsen, O.A., Pottsmith, H.C., 2008. Light scattering by random shaped particles and consequences on measuring suspended sediments by laser diffraction. *Journal of Geophysical Research* 113, 11.
- Al Ani, S., Dyer, K.R., Huntley, D.A., 1991. Measurement of the influence of salinity on floc density and strength. *Geo-Mar. Lett.* 11 (3-4), 154–158.
- J. Alcántara-Carrió, L. Cabrera, I. Alonso, I. Alejo, S. Rey y L. Gago. 2001. Parámetros granulométricos: comparación entre el método gráfico y el método de los momentos. *Geotemas*, 3(1).
- Alvarado, M., 2008. Río Magdalena: navegación marítima y fluvial (1986-2008). Sello editorial de la Universidad del Norte. Barranquilla, Colombia. 804 p.
- Amoudry, L.O. y Souza, A.J. 2011. Deterministic coastal morphological and sediment transport modeling: a review and discussion, *Rev. Geophys.* 49 (2), <http://dx.doi.org/10.1029/2010rg000341>.
- Andersen, T.J., Pejrup, M., 2011. In: Wolanski, E., McLusky, D. (Eds.), *Biological influences on sediment behavior and transport. Treatise on Estuarine and Coastal Science*, 2. Academic Press, Waltham, pp. 289–309.
- Andrade, C.A. y Y.F. Thomas. 1988. Sedimentos en suspensión e hidrodinámica al suroeste del delta del río Magdalena, mar Caribe, Colombia. *Bol. Cient. CIOH*, 8: 27-34.
- Bainbridge, Z.T., Wolanski, E., Álvarez-Romero, J.G., Lweis, S.E., Brodie, J.E., 2012. Fine sediment and nutrient dynamics related to particle size and floc formation in a Burdekin river flood plume, Australia. *Mar. Pollut. Bull.* 65, 236–248.
- Berhane, I., Sternberg, R.W., Kineke, G.C., Milligan, T.G. y Kranck, K. 1997. The variability of suspended aggregates on the Amazon Continental Shelf, *Cont. Shelf Res.* 17, 267–328, 5.
- Blume, L.J., B.A. Schunmacher, P.W. Shaffer et al. 1990. *Handbook of methods for acid deposition studies laboratory analyses for soil chemistry*. U.S. Environmental Protection Agency. Las Vegas, NV.
- Blott, S.J. and Pye, K. (2001) GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- Carlin, J.A., Dellapenna, T.M., Strom, K., Noll IV, C.J. 2015. The influence of a salt wedge intrusion on fluvial suspended sediment and the implications for sediment transport to the adjacent coastal ocean, a study of the lower Brazos River TX, USA. *Mar. Geol.* 359, 134–147.
- Chang, T.S., Joerdel, O., Flemming, B.W., Bartholoma, A., 2006. The role of particle aggregation/disaggregation in muddy sediment dynamics and seasonal sediment turnover in a back-barrier tidal basin, East Frisian Wadden Sea, southern North Sea. *Mar. Geol.* 235, 49–61.
- Chen, M.S., Wartel, S., Temmerman, S., 2005. Seasonal variation of floc characteristics on tidal flats, the Scheldt estuary. *Hydrobiology* 540 (1), 181–195.

- Corrales, I., Rosell, J., Sánchez, L., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977). Estratigrafía. Rueda. Madrid, 718 p.
- Decho, A.W., 2000. Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research* 20 (10–11), 1257–1273.
- Downing, J., 2006. Twenty-five years with OBS sensors, the good, the bad, and the ugly. *Cont. Shelf Res.* 26, 2299–2318.
- Droppo, I.G., Ongley, E.D., 1992. The state of suspended sediment in the freshwater fluvial environment: a method of analysis. *Water Res.* 26, 65-72.
- Droppo, I.G., 2001. Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological Processes* 15 (9), 1551–1564.
- Dyer, K.R., Manning, A.J., 1999. Observation of the size, settling velocity and effective density of flocs, and their fractal dimensions. *J. Sea Res.* 41, 87-95.
- Einstein, H.A., Krone, R.B., 1962. Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water. *J. Geophys. Res.* 67, 1451-1461. [http:// dx.doi.org/10.1029/JZ067i004p01451](http://dx.doi.org/10.1029/JZ067i004p01451).
- Eisma, D., 1986. Flocculation and de-flocculation of suspended matter in estuaries. *Neth. J. Sea Res.* 20, 183-199. [http://dx.doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90041-4](http://dx.doi.org/10.1016/0077-7579(86)90041-4).
- Eisma, D., Kalf, J., Veenhuis, M., 1980. The formation of small particles and aggregates in the Rhine Estuary. *Netherlands Journal of Sea Research* 14, 172–191.
- Eisma, D., Bernard, P., Cad_ee, G.C., Ittekkot, V., Kalf, J., Laane, R., Martin, J.M., Mook, W.G., van Put, A., Schuhmacher, T., 1991. Suspended-matter particle size in some West-European estuaries; part II: a review on floc formation and breakup. *Neth. J. Sea Res.* 28, 215-220. [http://dx.doi.org/10.1016/0077-7579\(91\) 90018-V](http://dx.doi.org/10.1016/0077-7579(91) 90018-V).
- Eisma, D., Li, A., 1993. Changes in suspended-matter floc size during the tidal cycle in the Dollard estuary. *Neth. J. Sea Res.* 31, 107–117.
- Eisma, D., Boer, P.L., de Cadee, G.C., Dijkema, K., Ridderinkhof, H., Philippart, C., 1997. *Intertidal Deposits: River Mounths, Tidal Flats, and Coastal Lagoons*. CRC Press.
- Ercilla, G., Alonso, B., Estrada, F., Chiocci, F., Baraza, J., Ferran, M., 2002. The Magdalena Turbidite System (Caribbean Sea): present-day morphology and architecture model. *Marine Geology* 185, 303-318.
- Estrada, F., Ercilla, G., Alonso, B., 2005. Quantitative study of a Magdalena submarine channel (Caribbean Sea): implications for sedimentary dynamics. *Marine and Petroleum Geology* 22, 623-635.
- Fan, H., Huang, H., 2005. Changes in Huanghe (Yellow) River estuary since artificial re-routing in 1996. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology* 23(9), 299-305.
- Ferguson, R.I., Church, M., 2004. A simple universal equation for grain settling velocity. *Journal of Sedimentary Research* 74 (6), 933–937.
- Fettweis, M., Baeye, M., 2015. Seasonal variation in concentration, size, and settling velocity of muddy marine flocs in the benthic boundary layer. *J. Geophys. Res. Ocean.* 120, 5648-5667. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010644>.
- Fettweis, M., Francken, F., Pison, V.Eynde, 2006. Suspended particulate matter dynamics and aggregate sizes in a high turbidity area. *Mar. Geol* 235, 63–74.

- Fitzpatrick, C.S.B., Fradin, E., y Gregory, J. 2004. Temperature effects on flocculation, using different coagulants, *Water Sci. Technol.* 50 (12).
- Folk RL, Ward WC. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3–26.
- Folk, R. L. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, United States: Hemphill Publishing Co.
- Francois, R.J., Vanhaute, A.A., 1985. Structure of hydroxide flocs. *Water Research* 19 (10), 1249–1254.
- Friedman, G.M. y Sanders, F.E. 1978. *Principles of sedimentology*. New York. Pag. 792.
- Fugate, D.C., Friedrichs, C.T., 2003. Controls on suspended aggregate size in partially mixed estuaries. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 58, 389–404.
- Ganju, N.K., Schoellhamer, D.H., Murrell, M.C., Gartner, J.W., Wright, S.A., 2007. Constancy of the relation between floc size and density in San Francisco Bay. In: Maa, J.P.-Y., Sanford, L.P., Schoellhamer, D.H. (Eds.), *Estuarine and Coastal Fine Sediments Dynamics*. Elsevier Science B.V., pp. 75–91.
- Geyer, W., Hill, P., Kineke, G., 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*. 24, 927-949.
- Gómez, A., Osorio, A., Toro, F., Osorio, J.D., Álvarez, O., Arrieta, A., 2009. Patrón de circulación en bahía Barbacoas y su influencia sobre el transporte de sedimentos hacia las islas del Rosario. *Avances en Recursos Hidráulicos*. 20, 21-40.
- Gómez-García, A., Bernal, G., Osorio, A., Botero, V., 2014. Morphodynamics of a mesotidal rocky beach: Palmeras beach, Gorgona Island National Natural Park, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*. 54, 196-209.
- Guillén, J., Bourrin, F., Palanques, A., Madron, X.D.d., Puig, P., Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storms events on the Têt inner shelf (SW Gulf of Lions). *Mar. Geol.* 234, 129–142.
- Guo, C., He, Q. y Winterwerp, J.C. 2017. A study of in-situ sediment flocculation in the turbidity maxima of the Yangtze Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 191 (2017) 1-9.
- Hasselov, M., von der Kammer, F., 2008. Iron oxides as geochemical nanovectors for metal transport in soil–river systems. *Elements* 4 (6), 401–406.
- Higgins, A., Restrepo, J.C., Otero, L.J., Ortiz, J.C., Conde, M., 2017. Distribución vertical de sedimentos en suspensión en la zona de desembocadura del Río Magdalena, Colombia. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 45(4): 724-736.
- Hill, P.S., Nowell, A.R.M., Jumars, P.A., 1992. Encounter rate by turbulent shear of particles similar in diameter to the Kolmogorov scale. *J. Mar. Res.* 50, 643-668. <http://dx.doi.org/10.1357/002224092784797539>.
- Hsu, Ray T. y Liu, James T. 2010. In-situ estimations of in density and porosity of floc of varying sizes in a submarine canyon. *Marine Geology* 276 (2010), 105-109.
- Jiang, G., Yao, Y., Tang, Z., 2002. The analysis for influencing factors of fine sediment flocculation in the Changjiang Estuary. *Acta Oceanolog. Sin.* 24 (4), 51–57.
- Khelifa, A., Hill, P.S., 2006. Models for effective density and settling velocity of flocs. *Journal of Hydraulic Research* 44 (3), 390–401.

- Kniskern, T.A., Mitra, S., Orpin, A.R., Harris, C.K., Walsh, J.P., Corbett, D.R., 2014. Characterization of a flood-associated deposit on the Waipaoa River shelf using radioisotopes and terrigenous organic matter abundance and composition. *Cont. Shelf Res.* 86, 66–84.
- Kranck, K., 1981. Particulate matter grain-size characteristics and flocculation in a partially mixed estuary. *Sedimentology* 28, 107–114.
- Kranenburg, C., 1994. The fractal structure of cohesive sediment aggregates. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 39 (5), 451–460.
- Krumbein, W.C., Pettijohn, F.J., 1938. *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton-Century-Crofts, New York.
- Kumar, R.G., Strom, K.B., *et al.*, 2010. Floc properties and settling velocity of San Jacinto estuary mud under variable shear and salinity conditions. *Continental Shelf Research* 30 (20), 2067–2081.
- Lane, A., 2004. Bathymetric evolution of the Mersey Estuary, UK, 1906-1997: causes and effects. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 249-263.
- Le, T., Garnier, J., Gilles, B., Sylvain, T., Minh, Ch., 2007. The changing flow regime and sediment load of the Red River, Viet Nam. *Journal of Hydrology* 334, 199-214.
- Lead, J.R., Wilkinson, K.J., 2006. Aquatic colloids and nanoparticles: current knowledge and future trends. *Environmental Chemistry* 3 (3), 159–171.
- Lee, B.J., Fettweis, M., *et al.*, 2012. Multimodality of a particle size distribution of cohesive suspended particulate matters in a coastal zone. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 117.
- Lesser, G.R., Roelvink, J.A., van Kester, J.A.T.M., Stelling, G.S., 2004. Development and validation of a three-dimensional morphological model. *Coastal Engineering* 51 (8–9), 883–915.
- Li, Y.H., Wang, A.J., Qiao, L., Fang, J.Y., Chen, J., 2012. The impact of typhoon Morakot on the modern sedimentary environment of the mud deposition center off the Zhejiang-Fujian coast, China. *Cont. Shelf Res.* 37, 92–100.
- Li, D.; Li, Y. y Xu, Y. 2017. Observations of distribution and flocculation of suspended particulate matter in the Minjiang River Estuary, China. *Marine Geology* 387 (2017) 31–44.
- Lonin, S., Parra, C., Andrade, C., Thomas, Y., 2004. Patrones de la pluma turbia del Canal del Dique en la bahía de Cartagena. *Boletín Científico CIOH*; 22:77-89.
- Lonin, S., 2002. Un modelo morfodinámico para la zona costera del Caribe colombiano. *Boletín Científico CIOH*. 20, 5-17.
- Lonin, S., 1997. Calculo de la transparencia del agua en la bahía de Cartagena. *Boletín Científico CIOH*. 18, 85-92
- Lucas Pardo, M.A., Sarpe, D., Winterwerp, J.C., 2015. Effect of algae on flocculation of suspended bed sediments in a large shallow lake. Consequences for ecology and sediment transport processes. *Ocean. Dyn.* 65, 889e903. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-015-0841-y>.
- Maggi, F., Mietta, F., *et al.*, 2007. Effect of variable fractal dimension on the floc size distribution of suspended cohesive sediment. *Journal of Hydrology* 343 (1–2), 43–55.
- Malarkey, J., Baas, J.H., Hope, J.A., Aspden, R.J., Parsons, D.R., Peakall, J., Paterson, D.M., Schindler, R.J., Ye, L., Lichtman, I.D., Bass, S.J., Davies, A.G., Manning, A.J., Thorne, P.D.,

2015. The pervasive role of biological cohesion in bedform development. *Nat. Commun.* 6:6257. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms7257>.
- Manning, A.J. 2001. A Study of the Effects of Turbulence on the Properties of Flocculated Mud (Ph.D. thesis), Institute of Marine Studies, University of Plymouth, 282 pp.
- Manning, A.J., 2004. Observations of the properties of flocculated cohesive sediment in three western European estuaries. *J. Coast. Res.* SI41, 70–81.
- Manning, A.J., Baugh, J.V., Spearman, J.R., Pidduck, E.L., Whitehouse, R.J., 2011. The settling dynamics of flocculating mud-sand mixtures: part 1 - empirical algorithm development. *Ocean Dyn.* 61 (2–3), 311–350.
- Manning, A.J., Schoellhaer, D.H. 2013. Factors controlling floc settling velocity along a longitudinal estuarine transect. *Marine Geology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.018>.
- Manning, A.J. y Dyer, K.R. 1999. A laboratory examination of floc characteristics with regard to turbulent shearing, *Mar. Geol.* 160, 147–170.
- Manning, A.J., Bass, S.J., Dyer, K.R., 2006. Floc properties in the turbidity maximum of a mesotidal estuary during neap and spring tidal conditions. *Marine Geology* 235, 193–211.
- Mari, X., Torréton, J.-P., Trinh, C.B.-T., Bouvier, T., Chu, V.T., Lefebvre, J.-P., Ouillon, S., 2012. Aggregation dynamics along a salinity gradient in the Bach Dang estuary, North Vietnam. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 96, 151–158.
- Markussen, T.N. y Andersen, T.J. 2013. A simple method for calculating in situ floc settling velocities based on effective density functions. *Marine Geology* 344, 10–18.
- Milliman, J.D., and Farnsworth, K.L. 2011 *River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 143-144.
- Mikkelsen, O.A., Pejrup, M., 2001. The use of a LISST-100 laser particle sizer for in-situ estimates of floc size, density and settling velocity. *Geo-Marine Letters* 20, 187–195.
- Mikkelsen, O.A., Hill, P.S., *et al.*, 2005. In situ particle size distributions and volume concentrations from a LISST-100 laser particle sizer and a digital floc camera. *Continental Shelf Research* 25 (16), 1959–1978.
- Mikkelsen, O.A., Hill, P.S., Milligan, T.G., 2006. Single-grain, microfloc and macrofloc volume variations observed with a LISST-100 and a digital floc camera. *Journal of Sea Research* 55, 87–102.
- Mosley, L.M., Hunter, K.A., *et al.*, 2003. Forces between colloid particles in natural waters. *Environmental Science & Technology* 37 (15).
- Nelson, D.W. and L.E. Sommers, 1996. Total carbon, organic carbon, and organic matter. In: *Methods of soil analysis. Part 2.* 2nd ed., A.L. Page *et al.*, Ed. Agronomy. 9:961-100. Am. Soc. Of Agron., Inc. Madison, WI.
- Papenmeier, S.; Schrottke, K.; Bartholoma, A. 2014. Over time and space changing characteristics of estuarine suspended particles in the German Weser and Elbe estuaries. *Journal of Sea Research* 85 (2014) 104–115.
- Parsons, D.R., Schindler, R.J., Hope, J.A., Malarkey, J., Baas, J.H., Peakall, J., Manning, Ye, L., Simmons, S., Paterson, D.M., Aspden, R.J., Bass, S.J., Davies, A.G., Lichtman, I.D., Thorne,

- P.D., 2016. The role of biophysical cohesion on subaqueous bed form size. *Geophys. Res. Lett.* 43:1566–1573. <http://dx.doi.org/10.1002/2016GL067667>.
- Partheniades, E., 2009. Cohesive sediment in open channels: properties, transport and applications. Butterworth-Heinemann, Oxford, 358 pp.
- Pejrup, M., Mikkelsen, O.A., 2010. Factors controlling the field settling velocity of cohesive sediment in estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 87 (2), 177–185.
- Pepenmeier, S., Schrottke, K., Bartholoma, A., 2014. Over time and space changing characteristics of estuarine suspended particles in the German Weser and Elber estuaries. *Journal of Sea Research*. 85, 104–115.
- Purnachandra, V., Shynu, R., Kessarkar, P., Sundar, D., Michael, G.S., Narvekar, T., Blossom, V., Mehra, P., 2011. Suspended sediment dynamics on a seasonal scale in the Mandovi and Zuari estuaries, central west coast of India. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*. 91, 78–86.
- Restrepo, J. C., Schrottke, K., Traini, C., Bartholomae, A., Ospino, S., Ortíz, J. C., Otero, L. y Orejarena, A., 2018. Estuarine and sediment dynamics in a microtidal tropical estuary of high fluvial discharge: Magdalena River (Colombia, South America). *Marine Geology* 398, 86–98.
- Safak, I., Allison, M.A., Sheremet, A., 2013. Floc variability under changing turbulent stresses and sediment availability on a wave energetic muddy shelf. *Cont. Shelf Res.* 53, 1–10.
- Sahin, C., Guner, H.A.A., Ozturk, M., Sheremet, A. 2017. Floc size variability under strong turbulence: Observations and artificial neural network modeling. *Applied Ocean Research* 68, 130–141.
- Schindler, R.J., Parsons, D.R., Ye, L., Hope, J.A., Baas, J.H., Peakall, J., Manning, A.J., Aspden, R.J., Malarkey, J., Simmons, S., Paterson, D.M., Lichtman, I.D., Davies, A.D., Thorne, P.D., Bass, S.J., 2015. Sticky stuff: redefining bedform prediction in modern and ancient environments. *Geology* 43 (5), 399–402.
- Soulsby, R.L., Manning, A.J., Spearman, J., Whitehouse, R.J.S. 2013. Settling velocity and mass settling flux of flocculated estuarine sediments. *Marine Geology* 339 (2013) 1–12.
- Sholkovitz, E.R., 1976. Flocculation of dissolved organic and inorganic matter during the mixing of river water and seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 831–845.
- Sholkovitz, E.R., Boyle, E.A., Price, N.B., 1978. The removal of dissolved humic acids and iron during estuarine mixing. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 130–136.
- Schwarz, C., Cox, T., Engeland, T., Oevelen, D., Belzen, J., Koppel, J., Soetaert, K., Bouma, T.J., Meire, P. y Temmerman, S. 2017. Field estimates of floc dynamics and settling velocities in a tidal creek with significant along-channel gradients in velocity and SPM. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 197, 221–235.
- Strom, K., Keyvani, A., 2011. An explicit full-range settling velocity equation for mud flocs. *Journal of Sedimentary Research* 81 (11–12), 921–934.
- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Changes* 57, 261–282.
- Syvitski, J.P.M., Saito, Y., 2007. Morphodynamics of deltas under the influence of humans. *Global and Planetary Changes* 57, 261–282.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A., J., 2011. Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 369(1938): 957–975.

- Thill, A., Moustier, S., Garnier, J.-M., Estournel, C., Naudin, J.-J., Bottero, J.-Y., 2001. Evolution of particle size and concentration in the Rhône river mixing zone: influence of salt flocculation. *Continental Shelf Research* 21, 2127–2140.
- Thomas, L.P., Marino, B.M., Szupiany, R.N. y Gallo, M.N. 2017. Characterisation of the suspended particulate matter in a stratified estuarine environment employing complementary techniques. *Continental Shelf Research* 148, 37–43.
- Thorne, P.D. y Meral, R. 2008. Formulations for the scattering properties of suspended sandy sediments for use in the application of acoustics to sediment transport processes, *Cont. Shelf Res.* 28 (2), 309– 317, <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2007.08.002>.
- Thorne, P.D. and Hanes, D.M., 2002, A review of acoustic measurement of small-scale sediment processes, *Continental Shelf Research*, 22, pp. 603–632.
- Traykovski, P., Latter, R., Irish, J.D., 1999. A laboratory evaluation of the transmissometry instrument using natural sediments. *Mar. Geol.* 159, 355–367.
- Trevethan, M., and Chanson, H. (2009). "Turbulent Mixing in a Small Estuary: Detailed Measurements." *Estuarine Coastal and Shelf Science*, Vol. 81, No. 2, pp. 191-200 (DOI: 10.1016/j.ecss.2008.10.020).
- Trevethan, M., Chanson, H., and Brown, R.J. (2007). "Turbulence and Turbulent Flux Events in a Small Subtropical Estuary." Report No. CH65/07, Hydraulic Model Report series, Div. of Civil Engineering, The University of Queensland, Brisbane, Australia, November, 67 pages.
- Trevethan, M., Chanson, H., and Brown, R. (2008). "Turbulence Characteristics of a Small Subtropical Estuary during and after some Moderate Rainfall." *Estuarine Coastal and Shelf Science*, Vol. 79, No. 4, pp. 661-670 (DOI: 10.1016/j.ecss.2008.06.006).
- Udden, J. A., 1914, Mechanical composition of clastic sediments. *Bulletin of the Geological Society of America*, 25, 655-744.
- Uncles, R.J., Bale, A.J., Stephens, J.A., Frickers, P.E. y Harris, C. 2010. Observations of floc sizes in a muddy estuary. *Estuarine, Coast. Shelf Sci.* 87, 186–196.
- Uncles, R.J., Stephens, J.A., Harris, C., 2006. Runoff and tidal influences on the estuarine turbidity maximum of a highly turbid system: the upper Humber and Ouse estuary, UK. *Marine Geology*. 235, 213-228.
- Van Leussen, W., 1988. Aggregation of particles, settling velocity of mud flocs a review. In: *Physical Processes in Estuaries*. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 347-403. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-73691-9_19. Berlin, Heidelberg.
- Van Leussen, W., 2011. Macroflocs, fine-grained sediment transports, and their longitudinal variations in the Ems Estuary. *Ocean. Dyn.* 387-401. <http://dx.doi.org/10.1007/s10236-011-0384-9>.
- Vernette, G., Mauffret, A., Bobier, C., Briceno, L., Gayet, J., 1992. Mud diapirism, fan sedimentation and strike-slip faulting, Caribbean Colombian margin. *Tectonophysics*. 202, 335-335.
- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.C., 2009. Flocculation Potential of Estuarine Particles: the Importance of Environmental Factors and of the Spatial and Seasonal Variability of Suspended Particulate Matter. *Estuaries Coasts* 32 (4), 678–693.

- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.C., Le Hir, P., 2011. Behaviour of a flocculation population during a tidal cycle: laboratory experiments and numerical modelling. *Cont. Shelf Res.* 31 <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.005>.
- Verney, R., Lafite, R., Brun-Cottan, J.C., Le Hir, P., 2011. Behaviour of a flocculation population during a tidal cycle: laboratory experiments and numerical modelling. *Cont. Shelf Res.* 31 <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2010.02.005>.
- Pang, Y., Fan, D., Hu, Z., Tian, Y., Sun, X. y Yang, Z., 2018. The properties and spatial distributions of flocs adjacent to the Yangtze Estuary. *Continental Shelf Research* 167 (2018) 87–98.
- Wan, Y., Wu, H., Roelvink, D., Gu, F., 2015. Experimental study on fall velocity of fine sediment in the Yangtze Estuary, China. *Ocean. Eng.* 103, 180-187.
- Wang, S., Hassan, M., Xiaoping, X., 2006. Relationship between suspended sediment load, channel geometry and land area increment in the Yellow River Delta. *Catena* 65, 302-314.
- Wang, Y.P., Voulgaris, G., Li, Y., Yang, Y., Gao, J.H., Chen, J., Gao, S., 2013. Sediment resuspension, flocculation, and settling in a macrotidal estuary. *J. Geophys. Res. Oceans* 118, 5591–5608.
- Wang, H., Yang, Z., Saito, Y., Liu, P., Sun, X., Wang, Y., 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950-2005): Impacts of climate change and human activities. *Global and Planetary Change* 57, 331-354.
- Wang, H., Bi, N., Saito, Y., Wang, Y., Sun, X., Zhang, J., Yang, Z., 2010. Recent changes in sediment delivery by the Huanghe (Yellow River) to the sea: causes and environmental implications in its estuary. *Journal of Hydrology* 391, 302-313.
- Wentworth, C. K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Jour. Geology*, v. 30, p. 377-392.
- Whitehouse, R.J.S., Soulsby, R.L., Robert, W., Mitchener, H.J., 2000. *Dynamics of Estuarine Muds: A Manual for Practical Applications*. Thomas Telford, London.
- Winterwerp, J.C., 2002. On the flocculation and settling velocity of estuarine mud. *Cont. Shelf Res.* 22, 1339-1360. [http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\) 00010-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(02) 00010-9).
- Winterwerp, J.C., 1998. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment. *J. Hydraul. Res.* 36, 309-326. <http://dx.doi.org/10.1080/00221689809498621>.
- Winterwerp, J.C., van Kesteren, W.G.M., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment dynamics in the marine environment. *Dev. sedimentology* 56.
- Winterwerp, J.C., 2011. Fine sediment transport by tidal asymmetry in the high concentrated Ems River: indications for a regime shift in response to channel deepening. *Ocean Dynamics* 61, 203–215.
- Woodruff, J.D., Geyer, W.R., Sommerfield, C.K., Driscoll, N.W., 2001. Seasonal variation of sediment deposition in the Hudson River estuary. *Mar. Geol.* 179 (1–2), 105–119.
- Wu, J., Liu, J., Wang, X., 2012. Sediment trapping of turbidity maxima in the Changjiang estuary. *Marine Geology*.